BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ GEOLOGICA

ITALIANA

Vol. II. — 1883

ROMA
COI TIPI DEL SALVIUCCI
1883

ANNO II. FASCICOLO 1.°

BOLLETTINO

DELLA

SOCIETÀ GEOLOGICA

ITALIANA

Vol. II. — 1883.

ROMA
COI TIPI DEL SALVIUCCI
1883

ELENCO DEI SOCI
DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA.

Anno 1883

Comm. prof. *Giovanni Capellini*. Presidente.
Comm. prof. *Antonio Stoppani*. Vice-Presidente.

Ing. *Luigi Baldacci*.
Cav. prof. *Alfonso Cossa*.
Avv. *Carlo De Stefani*.
Comm. bar. *Achille De Zigno*.
Comm. prof. *Giorgio Gemmellaro*.
Cav. prof. *Guglielmo Guiscardi*.
Cav. prof. *Arturo Issel*.
Dott. *Carlo Forsyth-Major*.
Cav. *Enrico Nicolis*.
Cav. prof. *Giulio Andrea Pirona*.
Cav. prof. *Giovanni Omboni*.
Cav. prof. *Torquato Taramelli*.
} Consiglieri

Prof. *Dante Pantanelli*. Segretario.
Dott. *Carlo Fornasini*. } Vice-Segretari.
Ing. *Bernardino Lotti*. }
Avv. *Tommaso Tittoni*. Tesoriere.
Prof. *Romolo Meli*. Archivista.

Soci (')

Alberti dott. *Alberto*. Via S. Corona. Vicenza.
Alessandri ing. *Angelo*. Via Broseta n. 14. Bergamo.
Amici Bey ing. *Federico*. Cairo (Egitto).
Aragona dott. *Luciano*. Robecco d'Oglio (Cremona).
Ascheri ing. *Edmondo*. Miniera di Rosas (Sardegna).
Avanzi Riccardo. Piazza Scala. Verona.
Baldacci ing. *Luigi*. Piazza Cattolica n. 40. Palermo.
Balestra cav. prof. *Serafino*. Istituto sordo-muti. Como.
Bargellini prof. *Mariano*. R. Liceo. Siena.

(') I Soci perpetui sono indicati con un asterisco.

Baretti prof. *Martino*. R. Università. Torino.
Bassani prof. *Francesco*. R. Istituto tecnico. Padova.
Basterot (conte di). Via Rasella n. 148. Roma.
Belcredi prof. march. *Arturo*. Via Porta Borsari. Verona.
Bellardi prof. *Luigi*. Museo di Mineralogia. Torino.
Bertoncelli prof. *Bortolo*. San Pietro. Verona.
Bollinger ing. *H.* Via principe Umberto n. 3. Milano.
Bombicci comm. prof. *Luigi*. R. Università. Bologna.
Bonardi Edoardo. R. Università. Pavia.
Bornemann dott. *J. G.* Eisenach.
Botti cav. avv. *Ulderico*. R. Prefettura. Reggio di Calabria.
Brazzà di Savorgnan dott. *Giacomo*. Udine.
**Bumiller* ing. *Ermanno*. Firenze.
Burri conte *Giambattista*. Duomo. Verona.
Busatti dott. *Luigi*. Pisa.
Cafici barone *Ippolito*. Vizzini (Catania).
Callegari prof. *Massimiliano*. Padova.
Camis ing. *Vittorio*. Piazzetta Nogara. Verona.
Canavari dott. *Mario*. R. Museo geologico. Pisa.
Cantoni ing. *Angelo*. Miniere di Rosas (Sardegna).
Capacci cav. ing. *Celso*. Via Valfonda n. 7. Firenze.
Capellini comm. prof. *Giovanni*. R. Università. Bologna.
Cardinali prof. *Federico*. R. Istituto tecnico. Cagliari.
Castelli cav. dott. *Federico*. Fuori Porta maremmana. Livorno.
Castracane conte *Francesco*. Piazza delle Coppelle. Roma.
Cattaneo ing. *R.* Miniere di Monteponi. Torino.
Cavara Fridiano. Via Mussolini n. 3. Bologna.
Chailus ing. *Alberto*. Bagnasco (Cuneo).
Chancourtois (de) comm. prof. *E. B.* Rue de l'Université n. 10. Parigi.
Chigi-Zondadari march. *Bonaventura*. Siena.
Chiminelli cav. dott. *Luigi*. Bassano veneto.
Ciofalo Saverio. Termini Imerese (Palermo).
Cocchi cav. prof. *Igino*. Firenze.
Cocconi comm. prof. *Gerolamo*. R. Università. Bologna.
Conti ing. *Cesare*. R. Corpo delle miniere. Caltanissetta.
Coppi dott. *Francesco*. Via Grasolfi n. 1. Modena.
Corini avv. *Mariano*. Via Arcivescovado n. 13. Genova.

Cornut comm. *Callisto*. Vogogna (Domodossola).
Cortese ing. *Emilio*. R. Comitato geologico. Roma.
Cossa cav. prof. *Alfonso*. R. Scuola per gli Ingegneri. Torino.
D'Achiardi cav. prof. *Antonio*. R. Università. Pisa.
Dal-Fabbro prof. *Francesco*. R. Liceo. Verona.
Dalgas cav. *Gustavo*. Via Palestro n. 3. Firenze.
Dal-Pozzo cav. prof. *Enrico*. R. Università. Perugia.
De-Amicis Giovanni Augusto. Via Guerrazzi n. 19. Bologna.
De-Betta comm. nob. *Edoardo*. Castelvecchio. Verona.
De-Bosniaski dott. *Sigismondo*. S. Giuliano (Pisa).
De-Ferrari ing. *Paolo Emilio*. R. Corpo delle miniere. Ancona.
De-Gregorio Brunaccini march. dott. *Antonio*. Molo. Palermo.
**Delaire* ing. *Alexis*. Boulevard St.-Germain n. 135. Parigi.
Delgado Joaquim Philippe Nery. Rua do Arco a Jesus. Lisbona.
Del-Prato dott. *Alberto*. R. Università. Parma.
De-Marchi ing. *Lamberto*. R. Corpo delle miniere. Roma.
Denza cav. prof. *Francesco*. Moncalieri (Torino).
De-Rossi cav. prof. *Michele Stefano*. Aracoeli n. 17. Roma.
De-Stefani avv. *Carlo*. Via Boccaccio n. 10. Firenze.
De-Stefani cav. *Stefano*. Leoncino. Verona.
Dewalque prof. *Gustavo*. Rue de la Paix n. 17. Liegi.
De-Zigno comm. bar. *Achille*. Padova.
Di-Canossa march. *Lodovico*. Castelvecchio. Verona.
Di-Canossa march. *Ottavio*. Castelvecchio. Verona.
Di-Tucci ing. *Pacifico*. Velletri.
Durval ing. *Carlo Enrico*. Monterotondo (Massa Marittima).
Fabri comm. ing. *Antonio*. Lungarno Torrigiani n. 29. Firenze.
Farina ing. *Luigi*. Via nuova. Verona.
Favero ing. *Valentino*. Bassano (Veneto).
Flottes Léon. Rue de Courcelles n. 52. Paris.
Fontannes dott. *Francisque*. Rue de la République n. 4. Lione.
Foresti dott. *Lodovico*. R. Museo geologico. Bologna.
Fornasini dott. *Carlo*. Via delle Lame n. 24. Bologna.
Forsyth-Major dott. *Carlo*. Museo geologico. Firenze.

Fossen ing. *Pietro*. Pisa.
Frattini dott. *Fortunato*. Pedevena (Feltre).
Gamba ing. *Cesare*. Genova.
Gardini cav. prof. *Galdino*. Università. Ferrara.
Gatta cav. cap. *Luigi*. Via Viminale n. 31. Roma.
Gemmellaro comm. prof. *Giorgio*. R. Università. Palermo.
Gianfilippi march. *Filippo*. San Pietro. Verona.
Giordano comm. ing. *Felice*. Piazza della Pilotta, casa Bruschi. Roma.
Goiran cav. prof. *Agostino*. R. Liceo. Verona.
Guiscardi cav. prof. *Guglielmo*. R. Università. Napoli.
Haupt ing. *Costantino*. Borgo degli Albizzi. Firenze.
Hughes prof. *Thomas Mc Kenny*. Università. Cambridge.
Inama cav. avv. *Carlo*. Castelvecchio. Verona.
Issel cav. prof. *Arturo*. R. Università. Genova.
Issel Leone. Via Palestro n. 3. Genova.
Jervis cav. prof. *Guglielmo*. Museo industriale. Torino.
Lorenzini dott. *Amilcare*. Porretta (Bologna).
Lotti ing. *Bernardino*. Pisa.
Malagoli dott. *Mario*. R. Università. Modena.
Mallandrino ing. *Pasquale*. Messina.
Marsilli Alfonso. Trissino. (Vicenza).
Massalongo prof. *Ciro*. Università. Ferrara.
Mattirolo ing. *Ettore*. Piazza Lagrange n. 1. Torino.
Mauro prof. *Francesco*. R. Scuola per gli Ingegneri. Napoli.
Mayer-Eymar prof. *Carlo*. Scuola politecnica. Zurigo.
Mazzetti ab. dott. *Giuseppe*. Via Correggi n. 5. Modena.
Mazzuoli ing. *Lucio*. Via Palestro n. 13. Genova.
Meli prof. *Romolo*. R. Università. Roma.
Meneghini comm. prof. *Giuseppe*. R. Università. Pisa.
Mercalli ab. *Giuseppe*. Seminario. Monza.
Missaghi cav. prof. *Giuseppe*. R. Università. Cagliari.
Molon cav. ing. *Francesco*. Vicenza.
Neviani Antonio. Via Castiglione n. 54. Bologna.
Negri dott. *Arturo*. R. Università. Padova.
Niccoli cav. ing. *Enrico*. R. Corpo delle miniere. Ancona.
Nicolis cav. *Enrico*. Corte Quaranta. Verona.
Olivero comm. *Enrico*. Divisione militare. Chieti.

Omboni cav. prof. *Giovanni*. R. Università. Padova.
Pantanelli prof. *Dante*. R. Università. Modena.
Parodi ing. *Lorenzo*. Via Palestro. Genova.
Parona prof. *Carlo Fabrizio*. R. Università. Pavia.
**Paulucci* march. *Marianna*. Villa Novoli. Firenze.
Pélagaud dott. *Eliseo*. Saint-Paul (Isola Borbone).
Pellati cav. ing. *Niccolò*. R. Comitato geologico. Roma.
Pellegrini cav. prof. *Gaetano*. S. Chiara Verona.
Piatti prof. *Angelo*. Desenzano sul Lago (Brescia).
Picaglia dott. *Luigi*. Società dei Naturalisti. Modena.
Pill ing. *Tommaso*. Miniera Libiola. Sestri Levante (Genova).
Pirona cav. prof. *Giulio Andrea*. R. Liceo. Udine.
Pompucci ing. *Bernardino*. Pesaro.
Ponzi comm. prof. *Giuseppe*. R. Università. Roma.
Portis dott. *Alessandro*. Via Pescatori n. 7. Torino.
Ragnini dott. *Romolo*. Via S. Felice n. 2. Bologna.
Regazzoni cav. prof. *Giuseppe*. Brescia.
Rovasenda (*Di*) cav. *Luigi*. Sciolze (Torino).
Rossi dott. *Arturo*. Possagno (Treviso).
Rossi prof. *Silvio*. Istituto professionale. Verona.
Ruffoni cav. avv. *Paolo Emilio*. S. Eufemia. Verona.
Salmojraghi ing. *Francesco*. Via Monte di Pietà n. 9. Milano.
Scander-Levi bar. *Adolfo*. Piazza d'Azeglio n. 7. Firenze.
Scarabelli-Gommi-Flamini conte comm. *Giuseppe*. Imola.
Secco Andrea. Solagna (Bassano veneto).
Segrè ing. *Claudio*. Direzione Ferrovie meridionali. Napoli.
Seguenza cav. prof. *Giuseppe*. R. Università. Messina.
**Sella* comm. *Quintino*. Biella.
**Silvani* dott. *Enrico*. Piazza Garibaldi. Bologna.
Silvestri cav. prof. *Orazio*. R. Università. Catania.
Simoni dott. *Luigi*. Via Cavaliera n. 9. Bologna
Sormani ing. *Claudio*. R. Comitato geologico. Roma.
Spezia cav. prof. *Giorgio*. R. Università. Torino.
Statuti cav. ing. *Augusto*. Via dell'Anima n. 17. Roma.
Stoppani comm. prof. *Antonio*. Museo civico. Milano.
Strobel cav. prof. *Pellegrino*. R. Università. Parma.
Strüver comm. prof. *Giovanni*. R. Università. Roma.

Szabó prof. *J.* Università. Buda-Pest.
Taramelli cav. prof. *Torquato.* R. Università. Pavia.
Tellini Achille. Udine.
Tenore ing. *Gaetano.* Via S. Gregorio Armeno n. 41. Napoli.
Terrigi dott. *Guglielmo.* Via Manin n. 9. Roma.
Théraizol comm. *Salvadore.* Allées de Meilhan n. 18. Marsiglia.
Tittoni avv. *Tommaso.* Via Rasella. Roma.
Tommasi dott. *Annibale.* Mantova.
Toso ing. *Pietro.* R. Corpo delle miniere. Vicenza.
Travaglia ing. *Riccardo.* Caltanissetta.
Tuccimei prof. *Giuseppe.* Via dell'Anima n. 61. Roma.
Türcke ing. *John.* Ufficio dell'Acquedotto. Bologna.
Uzielli prof. *Gustavo.* R. Scuola per gli Ingegneri. Torino.
Valenti prof. *Esperio.* Imola.
Varisco prof. *Antonio.* R. Liceo. Bergamo.
Verri cav. cap. *Antonio.* Genio militare. Terni.
Villa cav. *Antonio.* Via Sala n. 6. Milano.
Virgilio dott. *Francesco.* R. Museo geologico. Torino.
Zaccagna ing. *Domenico.* R. Corpo delle miniere. Carrara.
Zezi prof. *Pietro.* R. Comitato geologico. Roma.
Zienkowicz prof. *A. Victor.* Via Goito n. 1. Torino.
Zonghi prof. *Augusto* Fabriano.
Zuccari cav. *Attilio.* Roma.

ADUNANZA GENERALE
DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA

Bologna, 18 marzo 1883.

(La seduta ha luogo nell'anfiteatro del Regio Istituto geologico in via Zamboni)

Presidenza Capellini; presenti i Soci: De Zigno, Taramelli, Guiscardi, Pirona, De Stefani, Nicolis, Fornasini, Tittoni, Baretti, Canavari, Cavara, Coppi, De Amicis, De Rossi, Foresti, Malagoli, Mazzetti, Mazzuoli, Negri, Neviani, Omboni, Picaglia, Ragnini, Scarabelli, Secco, Silvani, Toso, Zaccagna e il sottoscritto Segretario.

Il Presidente dopo avere con acconce parole espresso il rammarico della Società per la morte dei Soci Tawney, Marinoni e Ribeiro, partecipa una lettera del Sindaco di Bologna, il quale esprime in essa il dispiacere di non potere trovarsi a dare il benvenuto ai Soci della Società geologica italiana qui convenuti.

Partecipa inoltre una lettera di J. W. Hulke, Presidente della Società geologica d'Inghilterra, il quale congratulandosi della fondazione della nostra Società, augura ad essa prospere sorti.

Hanno scusato la loro assenza i Soci: Sella, Meneghini, Meli, Mattirolo, Forsyth-Major, Scander-Levi, Issel.

Si dà lettura di una lettera del Segretario colla quale il medesimo presenta le sue dimissioni. Queste vengono accettate, e si conviene di porre all'ordine del giorno per la prossima seduta la elezione del nuovo Segretario, mantenendo l'attuale a disimpegnare il suo ufficio fino a quell'epoca.

Il tesoriere Tittoni presenta il resoconto finanziario del 1882, che viene approvato.

Si stabilisce che l'anno finanziario abbia termine e principio con l'anno solare.

Dovendosi sorteggiare, a norma dell'art. 15 dello Statuto, i Consiglieri uscenti di carica, escono dalla urna i nomi dei Consiglieri Forsyth-Major, Guiscardi, Pirona e Issel.

Sono proclamati nuovi Soci: a proposta dei signori Meneghini e Capellini, i signori march. Antonio De Gregorio, ing. Domenico Zaccagna, prof. Thomas Mac Kenny Hughes, cav. Federico Castelli; a proposta dei signori Capellini e Fornasini, i signori prof. Girolamo Cocconi, Giovanni Augusto De-Amicis, Antonio Neviani, dottor Amilcare Lorenzini, dott. Romolo Ragnini, Fridiano Cavara; a proposta dei signori Taramelli e Pantanelli, i signori comm. Enrico Olivero, dott. Fortunato Frattini, ab. Giuseppe Mercalli, Edoardo Bonardi; a proposta dei signori Capellini e Meli, i signori cav. cap. Luigi Gatta, cav. Luigi di Rovasenda, cav. Attilio Zuccari, dott. Guglielmo Terrigi; a proposta dei signori Molon e Capellini, i signori dott. Alberto Alberti, Alfonso Marsilli; a proposta dei signori Capellini e Scarabelli, i signori prof. Esperio Valenti, prof. Augusto Zonghi; a proposta dei signori Canavari e Pantanelli, il signor dott. Luigi Busatti; a proposta dei signori Capellini e Cantoni, il signor ing. Edmondo Ascheri; a proposta dei signori Conti e Pantanelli, il signor comm. Calisto Cornut; a proposta dei signori Capellini e Giordano, il signor ing. comm. Antonio Fabri; a proposta dei signori Capellini e Pirona, il signor Achille Tellini; e a proposta dei signori Seguenza e Capellini, il signor ing. Pasquale Mallandrino.

Si conviene di tenere la seduta estiva in Fabriano nelle Marche, lasciando al Consiglio direttivo la cura di scegliere l'epoca più opportuna.

Il Presidente, rifacendo la storia della Commissione internazionale per la nomenclatura geologica, e accennando a quanto fu fatto recentemente in Francia e altrove, fa rilevare l'opportunità di avere anche in Italia una Sottocommissione più estesa di quella creata nel 1878 in seguito al Congresso di Parigi; e dal momento che esiste una Società geologica italiana, crede conveniente il consultarla per le nuove nomine da farsi. Egli propone quindi che all'antica Sottocommissione composta dei signori Capellini presidente, Meneghini, De Zigno, Cocchi e Gemmellaro sieno uniti i signori Cossa, Giordano, Guiscardi, Issel, Lotti, Omboni, Pantanelli, Pirona, Scarabelli, Seguenza, Stoppani e Taramelli, ciò che viene approvato.

È presentata in omaggio alla Società una nota del Socio Seguenza *sul Quaternario di Rizzolo*, ed altra dello stesso autore

per essere inserita nel Bollettino, avente il titolo: *Gli Ostracodi dei periodi terziari e quaternari viventi nel mare di Messina.*

Taramelli essendosi occupato delle relazioni stratigrafiche delle sorgenti nelle Prealpi, ha dovuto accorgersi della scarsità delle osservazioni pubblicate in proposito; invita quindi i colleghi ad avere presente nelle loro escursioni anche questo studio, del quale l'interesse è pari all'importanza che può assumere per l'utilizzazione ed anche per la scoperta delle fonti. A lui parve di vedere che in generale nei terreni mesozoici delle Prealpi le fonti si trovano in tre condizioni diverse: sgorgando cioè da una roccia permeabile senza sottostrato impermeabile, oppure da una zona acquifera soprapposta ad una roccia impermeabile, ovvero da una roccia permeabile nella sua massa esteriore, presso al contatto di questa con una roccia impermeabile sovraposta o comunque justaposta. Spiega con un profilo quest'ultimo caso, meno considerato dai geologi, e ne cita parecchi esempi in Lombardia, nel Friuli, nei dintorni di Trieste e nell'Istria. Osserva come in generale la permeabilità delle formazioni calcari abbia un limite sotterraneo, per modo da eccitare degli spartiacque della idrografia nascosta, quasi corrispondenti a quelli della idrografia superficiale, le arterie principali della quale servono di drenaggio alla circolazione sotterranea, per entro alle porzioni permeabili, superficiali, di esse zone calcari. L'esistenza delle abbondantissime sorgenti in suolo assolutamente calcareo del Veneto e di talune valli lombarde, è una evidente dimostrazione di questa verità.

Su questo soggetto Canavari ricorda i due orizzonti geologici nei quali, nelle formazioni secondarie dell'Apennino centrale, si trovano sorgenti acquifere. L'uno è il Lias superiore costituito dalle note marne rosse-ammonitiche, l'altro è degli schisti a fucoidi del Neocomiano, entrambi interposti a calcari compatti. Accenna che tali fatti furono già osservati dal prof. Zittel, il quale diceva che queste sorgenti offrono anche spesso un elemento importante al geologo per il ritrovamento e per la delimitazione degli orizzonti accennati.

De Rossi accetta volentieri la raccomandazione del Taramelli, essendo lo studio delle sorgenti strettamente collegato ai fenomeni geodinamici.

Foresti legge una comunicazione del Socio Verri, che sarà pubblicata per intero negli Atti, intitolata: *Due parole sui tufi*

leucitici dei vulcani tirreni; Verri espone l'idea che i tufi leucitici sieno dovuti ad eruzioni fangose o a materiali uniti con acqua.

Guiscardi, lamentando la non presenza dell'autore, non potendo chiedere al medesimo alcuni schiarimenti, si limita a riservare la sua opinione in proposito.

Mazzuoli a nome suo e del prof. Issel rende conto di alcuni rilievi eseguiti nel febbraio scorso nel Genovesato, riviera di Ponente, dai quali risulta la sovrapposizione di una zona ofiolitica eocenica alla grande formazione delle pietre verdi antiche. Presenta le carte (minute di campagna) sulle quali trovasi tracciata la linea di separazione tra le serpentine eoceniche e quelle paleozoiche, a partire da Sestri ponente fino al Perno della Bocchetta: aggiunge una serie di considerazioni che saranno pubblicate per esteso nel Bollettino.

Baretti domanda se le serpentine di Villanuova e quelle di altri lembi della parte più esterna delle Alpi possono essere eoceniche. Domanda pure se sia constatata l'esistenza di caratteri tali da permettere di riconoscere i serpentini paleozoici da quelli eocenici. Su tale questione egli osserva che le serpentine paleozoiche sono prive di giacimenti cupriferi e che questi, nelle Alpi, si trovano invece nelle roccie anfiboliche. Accenna infine ad alcuni caratteri fisici che presentano certe masse serpentinose situate ai piedi delle Alpi, i quali non si riscontrano nelle serpentine della zona delle pietre verdi.

Taramelli esprime anch'egli il dubbio che lungo le Alpi possano esservi delle serpentine eoceniche; soggiunge però che tanto per cognizioni sue, come per gli studi di Cossa, non ritiene possibile di riconoscere, solamente in base a caratteri mineralogici e litologici, le serpentine antiche dalle terziarie.

Mazzuoli dichiara che il criterio fondamentale, sul quale egli e il prof. Issel basarono il tracciamento della linea di separazione tra le serpentine eoceniche e le antiche, fu quello stratigrafico. Siccome poi i caratteri attribuiti dal prof. Baretti a certe serpentine poste ai piedi delle Alpi sono affatto conformi a quelli delle serpentine della riviera di Ponente riconosciute per eoceniche, così si accresce la probabilità che anche quelle serpentine alpine sieno terziarie.

De Stefani ritiene egli pure che convenga per ora basarsi

sul criterio stratigrafico. Egli avverte poi che il Peruzzi avendo sezionato dei diaspri della Viana raccolti in quel di Rivara, e collegati alle rocce serpentinose, vi riconobbe, unitamente al prof. Pantanelli, delle forme di radiolarie eoceniche. Aggiunge che ha chiamato *diabasi* alcune rocce della zona dei serpentini della Liguria e non *dioriti*, perchè simili a quelle di Toscana.

Mazzuoli non tiene al nome; chiamerà quelle rocce *dioriti* se sarà constatato che il minerale predominante sia l'anfibolo, *diabasi* se il pirosseno. Avendo poi il De Stefani pronunciato il nome di Rivara, crede opportuno di dichiarare come il prof. Issel gli abbia più volte manifestato il dubbio che certe masse serpentinose, esistenti in quelle località, sieno eoceniche.

De Rossi presenta il Bollettino del Vulcanismo italiano, Anno X°, 1° Fasc., distribuendolo ai Soci e dando comunicazione del nuovo Osservatorio geodinamico fondato presso il r. Comitato geologico d'Italia e destinato a raccogliere le osservazioni di meteorologia endogena che potranno essere fatte nelle diverse regioni d'Italia. Il socio De Rossi si estende inoltre sul programma della nuova istituzione e sulla utilità che può derivarne per le cognizioni di geologia endogena.

Il Presidente ringrazia il De Rossi dell'omaggio fatto ai convenuti e delle indicazioni fornite rispetto al nuovo Osservatorio ed Archivio centrale geodinamico, del quale lo stesso De Rossi è così solerte direttore.

De Stefani fa vedere alcuni disegni di fossili della pietra forte dei quali annunzia di occuparsi; poscia comunica le ragioni per le quali egli ritiene che il piano retico sia da ritenersi piuttosto col Lias che col Trias. Queste osservazioni danno luogo ad una discussione alla quale prendono parte i Soci Canavari e Capellini.

Guiscardi propone che sia comunicato per telegramma l'omaggio dei convenuti al prof. Meneghini. Accettata la proposta ad unanimità, viene sciolta la seduta.

Il Segr. D. Pantanelli.

ATTIVO

Attivo alla fine della gestione Pantanelli approvata nell'Assemblea del 29 gennaio 1882 (1) . . . . L.	1550	2
Quote di 12 Soci pel 1881-82 . . . . »	180	—
Frutti semestrali di lire 40 di rendita 5 % . . . . . . »	17	36
Interesse del 2 1/4 % corrisposto dalla Banca Romana sulle somme versate dal tesoriere (2) . . . . »	40	57
L.	1788	20
Residui attivi (realizzati nel 1883)		
Quote di 2 Soci pel 1881-82 . . . . L.	30	—
Totale attivo L.	1818	20

(1) La somma in cassa era di liro 1815. 07 dalle quali sono stato prelevate lire 264. 80 residno delle quote dei Soci perpetui non ancora rinvestito in rendita (Vedi resoconto Pantanelli).

(2) L'interesse corrisposto dalla Banca e computato sulle sommo effettivamente versate dal tesoriere nelle quali, come risulta dallo Stato di cassa approvato nell'Assemblea del 18 marzo 1883, sono comprese liro 90, quote di Soci pel 1883, e lire 400 quote di due Soci perpetui da rinvestirsi in rendita a norma dello Statuto.

Il riassunto di detto stato di Cassa è il seguente:

Versamenti fatti alla Banca Romana dal tesoriere	L.	2502. 43
Chèques rilasciati sulla Banca stessa	»	796. —
	L.	1706. 43
Interessi del 2 1/4 %	L.	40. 57
In cassa al 31 dicembre 1882	L.	1747. 00

ivo del **1882.**

PASSIVO

Pel 1° *num. del Bollettino*, alla tipografia Salviucci . . .	L.	530	—
Alla litografia Salomone e Bruno	»	240	—
All'archivista per spese, come da suo conto	»	26	—
	L.	796	—
Residui passivi (saldati nel 1883)			
Al segretario per spese, come da suo conto	L.	53	35
All'archivista per spese, come da suo conto	»	11	06
Pel 2° *num. del Bollettino*, alla tipografia Salviucci . . .	»	558	—
Alla litografia Pizzolotti	»	30	—
	L.	1448	41

RIASSUNTO

Attivo . . . . L. 1818. 20

Passivo . . . . » 1448. 41

Eccedenza attiva L. 369. 79

Il Presidente
G. CAPELLINI

Il Tesoriere
TOMMASO TITTONI

SULLA STRUTTURA E I TERRENI CHE FORMANO LA CATENA DI FARA IN SABINA.

§ 1. *Descrizione generale.*

Dedicatomi da alcuni anni allo studio geologico della Sabina [1], vengo ora a pubblicare il risultato delle ultime osservazioni da me fatte su quella importante regione, e particolarmente sulla piccola catena di Fara in Sabina. Intendo a tal proposito completare quello che fu appena accennato su questo argomento nei Transunti della pontificia Accademia de' Nuovi Lincei, di febbraio 1882 [2] aggiungendovi quanto per insufficienza di dati dovei allora lasciare incerto, e introducendovi quelle variazioni che mi hanno dettato posteriori e più dettagliate osservazioni.

La catena di cui vado ad occuparmi, e il cui nome desumo dal paese che è piantato sopra uno de' suoi vertici, è posta a nord-est di Roma, e costituisce il primo rilievo dell'Apennino, che da quella parte limita la campagna romana e la valle del Tevere. Allineata, come in genere l'Apennino, da nord-ovest a sud-est, la catena di Fara in Sabina è lunga 8 o 9 chilometri, ed è formata da rilievi di differente altezza, di cui i principali sono a partire da nord-ovest: il monte S. Martino (489^{m}) [3], il monte di Fara (500^{m}), il monte Grottone (595^{m}), il monte Termineto (645^{m}) e il monte degli elci (709^{m}). Dei due versanti uno più regolare è vôlto al Tevere, l'altro, interrotto da rilievi minori, fa parte della valle del Farfa. Questo fiume che ha non lieve importanza nella geologia e geo-

[1] G. A. Tuccimei, *I colli pliocenici di Magliano Sabino.* V. il periodico *Gli studi in Italia* An. III vol. 2° Roma 1880.

[2] Id. *Osservazioni geologiche sui monti di Fara in Sabina a NE di Roma.* Trans. della Sess. III (Febbrajo 1882) Acc. pont. de' N. Lincei.

[3] Le altezze espresse qui, come in tutto il decorso del presente lavoro, sono dedotte dalla carta dell' Istituto topografico militare italiano. Scala di 1/50000.

grafia fisica della Sabina, dopo girate le minori colline di Castelnuovo, Monte S. Maria etc., che si disegnano alle falde dei monti di Fara, passa nella pianura di Granica dove forma il confine nord-ovest della nostra catena, separandola dalle colline di Montopoli e Poggio Mirteto; e quindi dopo tortuoso giro va a scaricarsi nel Tevere presso a Montorso.

A sud-est la catena di Fara confina coi monti di Nerola e Scandriglia, dai quali, come pure dagli ultimi contrafforti del gruppo dei Lucani, è divisa per la valle percorsa dal fosso di Correse. A nord-est è fiancheggiata alla lontana dall'elevato picco di Tancia (1280^{m}) e dalle masse montuose di Salisano e Mompeo che formano l'opposto versante del Farfa. Le acque del versante occidentale raggiungono tutte il fosso o torrente di Correse, col quale scendono al Tevere. Quelle invece del versante orientale si raccolgono alcune nel torrente *Pianero*, altre nel *Riano*. Il primo scorre in una piccola valle longitudinale interposta tra la catena principale, e alcune minori colline geologicamente non separabili da quella. Figura tra tali colline quella dirupata di Toffia, la quale rimane in parte circondata dai due torrenti che confluiscono appena l'hanno oltrepassata. Il Riano (che conserva questo nome fino alla confluenza col Farfa nella pianura di Granica) scende e fiancheggia le colline di Poggio Nativo, Monte S. Maria e Castelnuovo, nelle quali incide profonde valli e burroni. Inutile aggiungere che il Riano, come il suo tributario il Pianero, spettano al versante sinistro del bacino del Farfa.

Le strade d'accesso ai diversi punti della catena di Fara in Sabina, sono, per non parlare che delle ruotabili: 1° quella che dalla stazione di Passo Correse conduce direttamente a Fara, in parte provinciale in parte comunale; 2° la provinciale Passo Correse-Rieti che fiancheggia l'estremo sud-est della catena, tra questa e i monti di Nerola; 3° la provinciale che staccasi dalla via Salaria oltrepassato *ponte sfondato*, e si dirige per Granica a Castelnuovo sino a congiungersi colla precedente.

§ 2. *Confini geologici.*

Dalle rocce plioceniche e postplioceniche di cui sono formate tutte le circostanti colline, emergono le calcarie caratteristiche dei monti di Fara, il cui affioramento ho potuto stabilire in più punti.

Infatti sul versante interno od orientale cominciano ad apparire a un centinaio di metri dalla porta principale di Toffia, e precisamente sul principio della via mulattiera che dalla nuova strada ruotabile si dirigge al torrente Pianero per poi salire a Fara. Il detrito incoerente e ineguale che qui vedesi addossato alla calcària compatta, coll'allontanarsene si tramuta a poco a poco nelle ghiaje grossolane formanti la maggior parte delle colline che fiancheggiano il Farfa, nelle quali il capitano Verri ha riconosciuto il *pliocene vallivo* (¹). Altro punto d'affioramento sullo stesso versante orientale può vedersi da chi discende la strada mulattiera che conduce alla celebre abbazia di Farfa, poco prima di arrivare a quest'ultima. È vero però che continuando la discesa verso Granica, nel tratto serpeggiante della strada, tornano allo scoperto le calcarie, ma ciò ritengo dovuto a denudazioni posteriori effettuate dai corsi d'acqua scorrenti nel basso della pianura. Tanto più che in quella regione non è il solo esempio di importanti denudazioni, come proverò nel decorso del presente lavoro. E, stando sempre sullo stesso versante, altro limite delle rocce secondarie colle plioceniche si può vedere per un tratto della strada non ancora finita, da Toffia all'*Osteria nuova*, la quale correndo sul ciglio di una collina ha a destra le calcarie che discendono verso il torrente Pianero, a sinistra le ghiaje plioceniche col versante del Riano.

Sulla vecchia strada che dall'abbazia di Farfa a *torre Baccella* raggiunge il versante esterno della catena di Fara, il confine tra le due formazioni apparisce di quando in quando; e sono sempre le ghiaje che si addossano alle calcarie. Su questo versante poi un importante fenomeno biologico agevola la distinzione dei terreni, o meglio, serve a precisare il livello e i confini del mare pliocenico che lambiva le scogliere già emerse della calcaria secondaria. Alludo alla zona dei litodomi rappresentata da fori numerosi e regolari, dai quali apparisce talora letteralmente crivellata la roccia. Il prof. Meli che in un suo recente lavoro (²) ha

(¹) A. Verri, *Alcune note sui terreni terziari e quaternari del bacino del Tevere.* Atti della Soc. ital. di scienze nat. A. 1879 vol. XXII p. 333. Milano 1879-80.

(²) R. Meli, *Sulla zona dei fori lasciati dai litodomi pliocenici nella calcaria giurese di Fara Sabina.* Bull. del R. comitato geol. ital. A. 1882 n. 5-6. Sento il dovere qui di ringraziare il ch. A. dell'aver voluto ricordare la parte da me avuta nella osservazione di quelle tracce.

studiato queste tracce, e particolarmente quelle che si vedono presso la mola Paris sulla strada Passo Correse-Coltodino-Fara, le ha attribuite con molta probabilità al *Lithodomus lithophagus* (Lin.), e con accurata livellazione barometrica ne ha calcolato per quel punto l'altezza a m. 268,14.

Nelle ripetute escursioni da me fatte in quei dintorni, ho potuto seguire per lungo tratto la zona dei litodomi, la quale comincia a vedersi a circa un chilometro dopo la biforcazione della strada di torre Baccella più sopra accennata. I fori qui assai piccoli, fitti e ben conservati, proseguono non interrotti rasentando il *Casale Guadagni* col quale sono alla medesima altezza ([1]), quindi percorrendo sempre la base del monte S. Martino si osservano nelle località chiamate *Scarcialupo*, e *Le prime case*, indi alla mola di Paris, dove i fori si fanno più grandi e radi, e proseguono al di sopra del villaggio di *S. Maria de'Santi*, dopo di che si rendono sempre più rari, finchè cessano di vedersi presso a poco all'altezza di *S. Cesario*. Questa scomparsa è dovuta, più che ad altro, alla erosione della roccia, che si è venuta appianando in corrispondenza dei fori, perchè il pendìo del suolo, negli ultimi tratti assai leggero, ha lasciato stazionare le acque più che non abbiano fatto nei primi tratti indicati, dove i fori dei litodomi sono sempre su pareti quasi verticali. Del resto, nè al prof. Meli nè a me, per quante ricerche vi abbia fatto, è riuscito mai trovare una sola valva di conchiglia entro questi fori, che spesso sono riempiti da una durissima arenaria. Ed ho pure constatato la mancanza della zona dei litodomi sul versante che guarda la valle del Farfa ([2]). La qual cosa messa in rapporto colle ghiaje che da questa parte sono generalmente incoerenti, mentre sull'opposto versante sono cementate e ridotte a vere puddinghe, potrebbe suggerire come spiegazione la presenza di un mare tranquillo e

([1]) È strano che sulla carta dell'istituto topografico militare il casale Guadagni sia segnato alla quota 298, mentre alla distanza di appena 1500 metri in linea retta dalla mola di Paris è impossibile supporre l'enorme dislivello di 30 metri nella zona dei litodomi. Non avendo meco nè il barometro nè alcun altro strumento di livellazione, non ho potuto controllare quella cifra; ma sarebbe importante il farlo se dallo studio della zona in discorso si vogliano desumere o no gli indizî di antiche oscillazioni nel mare pliocenico.

([2]) Meli, op. cit. pag. 8 dell'estratto.

più profondo che all'aperto veniva cementando lentamente le ghiaje, senza disturbare l'esistenza dei litodomi. Mentre all'interno la presenza dei torrenti che in un seno ristretto e poco profondo costruivano i loro delta, intorbidava il mare, impedendo lo sviluppo di quei molluschi.

E per terminare la descrizione dei punti d' affioramento del calcare secondario, sulla quale mi sono già troppo dilungato, aggiungerò come esso apparisca alquanto più in basso del *casale Manfredi*, alle falde del monte Termineto.

§ 3. *Lias medio.*

La roccia più diffusa nella catena di Fara Sabina è una calcaria bianca, talora lievemente colorata in giallastro o carnicino, dura, finamente cristallina, sparsa di venuzze spatiche, che sotto gli agenti atmosferici è capace di una minuta e irregolare crivellatura. A questi caratteri corrisponde specialmente la roccia più vicina alla base dei monti, quella che forma tutto intiero il monte S. Martino, e la porzione ad esso più vicina del monte di Fara. Sarebbe difficile però il voler riconoscere una marcata differenza litologica tra questa calcaria e quella di tutto il resto della catena — specialmente delle parti più elevate — la quale è alquanto marnosa, offre una struttura compatta, *punto cristallina*, ma sempre attraversata da numerose vene, con frequenti dendriti, a frattura per lo più concoidale, e sotto gli agenti atmosferici si erode in profonde e bizzarre cavità tondeggianti. Queste differenze intercalate da sfumature, che non sempre rendono possibile una distinzione, si lasciano rimarcare più facilmente sul versante interno del monte di Fara, nel tratto che la strada provinciale percorre quasi in linea retta. Qui il calcare è sparso di noduli silicei di forma e dimensioni irregolari, leggermente colorati da limonite; talora anche in straterelli dello spessore di pochi centimetri. Frattanto prescindendo da quest'ultimo carattere litologico, che rinvenni nella sola località accennata, la calcaria (che dirò bianca compatta per distinguerla dagli scisti di cui parlerò in seguito) è il componente principale di tutta la catena, e la si ritrova formare la rupe di Toffia, le colline appena rilevate del versante destro del torrente Pianero, e il *colle rotondo*, monticello allineato sul prolungamento di Toffia, parallelamente alla catena

principale, della quale offre l'ultimo lembo orientale, sulla strada Passo Correse-Rieti, presso alla *Madonna della quercia*.

Quale sia l'epoca alla quale debbansi riferire questi calcari, e qual posto occupino nella serie geologica [1] lo dicono le reliquie fossili che mi fu dato rinvenire dopo lunghe e pazienti ricerche, agevolate solo da qualche vaga indicazione. Ne trovai fra i rottami di una cava da qualche tempo abbandonata, che sta a pochi metri sopra la strada maestra [2], là dove più sopra ho accennato trovarsi la calcaria con noduli silicei, e precisamente sotto il muro di cinta detto *dell'orto delle monache*. Qui gli strati scoperti da un taglio largo e superficiale, si vedono chiaramente discendere verso la valle del Farfa, presentando l'inclinazione 45° est, la direzione nord-sud.

Debbo la determinazione delle specie alla cortesia dell'illustre prof. Meneghini di Pisa, ed eccone la nota coll'aggiunta di particolari indicazioni per ciascuna specie.

1. *Harpoceras boscense* Reyn. (*H. lavinianum* Mng.) [3].

Numerosi frammenti colle coste abbastanza visibili, e appartenenti a individui di diverse dimensioni, di cui il più grande da me raccolto presenta nell'ultimo giro la larghezza di 20 millimetri. Questa specie è la più frequente, e veramente caratteristica della località, trovandosene assai abbondanti le tracce, quantunque spesso alterate, e talora in parte o in tutto trasformate in limonite. È facile vederla qua o là sui muri costruiti colla calcaria della cava suaccennata. Dallo Zittel è considerata come la specie più caratteristica del lias medio dell'Apennino centrale: e (poichè è interessante per mo accertare i rapporti che esistono tra la catena di Fara e le più vicine località studiate) noterò come essa sia

[1] Il prof. R. Meli, (op. cit.) osserva che la calcaria di Fara è per l'aspetto litologico identica a quella di Catino, Rocca Antica (Sabina), ai monti tra Narni e Terni, e assai rassomigliante a quella del lias medio di Monticelli.

[2] La calcaria di questo punto della montagna è adoperata come pietra da costruzione, mentre quella della base, per es. al monte S. Martino, serve all'estrazione della calce.

[3] Reynès, *Essai de géologie et de paléontologie* Aveyron 1868, pag. 94 pl. III fig. 2. — Zittel, *Geologische Beobachtungen aus central Apenninen*. — München 1869 pag. 32 t. 13 fig. 3, 4. — Meneghini, *Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (lias sup.) de Lombardie et de l'apennin central*. App. *Fossiles du Medolo* p. 12 pl. II fig. 18. Milan 1867-81.

stata trovata nei dintorni di Tivoli dai signori ing. Cortese e dott. Canavari [1] tra i calcari marnosi intercalati *con stratarelli di silice* che sono al monte di S. Polo dei Cavalieri, e da loro riportati al lias medio. Come si vede, anche la forma litologica ravvicina i due giacimenti [2].

2. *Harpoceras algovianum* Opp. [3].

Due piccoli frammenti appartenenti a individui distinti e presso a poco delle stesse dimensioni, che offrono i più interni giri della spira, con ornamento in tutto somigliante alle figure date dal Meneghini [4]. Questa specie quantunque da vari geologi sia stata trovata nel lias superiore, pure è riconosciuta come appartenente al lias medio [5].

3. *Aegoceras* cfr. *Davoei* Sow. [6].

Frammento dal quale appariscono confuse nella roccia le porzioni di due giri adiacenti della spira, di cui il più esterno è largo 10 millimetri. La incertezza dei caratteri permette appena di ravvicinarla alla figura datane dal D'Orbigny [7], il quale attribuisce la specie al lias medio, come del resto tutti i geologi. Anche essa è citata nel lias medio dei dintorni di Tivoli [8].

4. *Aegoceras Regnardii* D'Orb. [9] (*Aeg. Jamesoni* Sow.).

Esemplare voluminoso che rappresenta una porzione dell'ultimo giro largo 55 millimetri nella parte meno sviluppata. L'individuo completo non poteva avere meno di 19 centimetri di diametro. La

[1] Cortese e Canavari, *Sui terreni secondari dei dintorni di Tivoli*. Bull. del R. Comit. geol. ital. Vol. XII pag. 36 Roma 1881.

[2] Arnioni e letti di Silice sono anche notati dal Canavari nel lias medio della montagna del Suavicino, la cui forma litologica sembra dalla descrizione si avvicini assai a quella della calcaria di Fara. — Bull. del R. comit. geol. ital. Vol. XI pag. 63. Roma 1880.

[3] Oppel. 1853. *Die mittlere Lias Schwabens* pag. 51 Taf. III fig. 1.

[4] Op. cit. pag. 40, pl. X fig. 1, 2.

[5] Meneghini, *Paragone paleontologico dei vari lembi del lias Superiore in Lombardia*. Atti della R. Acc. de' Lincei. S. II t. 2.° Roma 1875.

[6] Sowerby 1822. *Mineral conchology* t. IV p. 71 pl. 350.

[7] D'Orbigny 1842. *Paléontologie française. Terrains jurassiques*. T. I pag. 276 n. 97 pl. 81.

[8] Cortese e Canevari, loc. cit.

[9] D'Orbigny, *Paléontologie française Terr. jurass.* p. 257 n. 87 pl. 72.

forma e grandezza delle coste permettono di ravvicinarlo alla citata figura di D'Orbigny, che riconosce la specie essere del lias medio.

5. *Phylloceras mimatense* D'Orb. (¹).

Esemplare completo del diametro di 42 millimetri, l'unico che presenti i lobi distinti e riconoscibili. Dell'ornamento esterno sono conservate poche coste dell'ultimo anfratto, le quali permettono di ravvicinarlo assai alla specie figurata dal prof. Taramelli (²); citata dal Meneghini tra i fossili del Medolo (³), e dal Canavari tra quelli del Suavicino (⁴).

6. *Caeloceras* cfr. *crassum* Phil. (⁵).

Due porzioni d'impronte assai incomplete, che rappresentano la faccia dorsale dell'ultimo giro. Anche questa specie è comune al lias medio dei dintorni di Tivoli (⁶).

7. *Ammonites* sp. indet.

Frammento di grossa ammonite di genere e specie indeterminabili per lo stato di alterazione della superficie.

8. *Aulacoceras* cfr. *orthoceropsis* Mng. (*Atractites*) (⁷).

Frammento formato da due concamerazioni, con porzione di tramezzo visibile. Ognuna è lunga circa 30 millimetri, la maggiore è larga 42 millimetri. Ambedue schiacciate fino a poco oltre un centimetro di spessore. Presentano non poca rassomiglianza colla fig. 3ª tav. 1ª della citata opera del prof. Taramelli. Citata tra i fossili dei monti di Tivoli.

(¹) D'Orbigny op. cit. pag. 344 n. 135 pl. 110 fig. 4-6.

(²) Taramelli, *Monografia stratigrafica e paleontologica del lias delle provincie Venete.* Atti del R. Istituto Veneto di scienze, lettere ed arti. App. al t. V, serie V, tav. 3 fig. 2. Venezia 1880.

(³) Meneghini, op. cit. App. *Fossiles du Medolo* pl. IV fig. 2.

(⁴) Canavari, *La montagna del Suavicino. Osserv. geol. e paleont.* Bull. del R. comit. geol. it. vol. XI fasc. 1 e 2. Roma 1880.

(⁵) Yound and Bird in Phillips 1835. *Geology of Yorkshire* p. 135 pl. XII fig. 15. — Meneghini, *Monographie* etc. p. 208 e 70 tab. XVI fig. 4 dove è o indicata col nome di *Stephanoceras crassum* Y. e B.

(⁶) Cortese e Canavari, op. cit.

(⁷) *Belemnites orthoceropsis.* Mng. V. Meneghini e Savi. *Considerazioni sulla geologia e stratigrafia della Toscana.* App. alla memoria di R. Murchison *Sulla struttura geologica delle Alpi degli Apennini e dei Carpazi.* pag. 401, Firenze 1850.

9. *Rhynchonella flabellum* Mng. [1]. Porzione di valva che per la forma si avvicina assai alla figura data dal Canavari, e da lui distinta col nome *forma junior* [2]. È grande almeno la metà di quella figura, ma non potrei stabilire se ciò sia o perchè assai giovane, o perchè mancante verso il margine.

§ 4. *Lias superiore.*

Accertati i caratteri e il piano cui appartiene la calcaria bianca compatta, passo alla roccia che rappresenta il lias superiore.

Salendo il versante esterno (occidentale) del casale di *San Cesario* al paese di Fara, oltrepassate le solite ghiaje postplioceniche, si vede prima sorgere da queste la calcaria bianca con pochi fori dei litodomi; indi a poco, sovrapposta a questa e in strati concordanti, una calcaria che col salire diviene decisamente schistosa, prendendo a poco a poco l'aspetto marnoso. A contatto dell'aria si scompone in numerose lamelle, e sotto i colpi del martello si stacca in falde estese e regolari, che lasciano vedere il colorito interno ora cenerino ora grigio giallastro. Sulla strada accennata, che si congiunge all'altra che viene dal villaggio di *Canneto*, questa roccia presenta uno spessore assai rilevante, giacchè accompagna nella salita fino oltre il convento di *S. Fiano*, che è quanto dire per una altezza, misurata sulla carta, di circa 70 metri. Tra le variazioni di colore presentate, noto che spesso vi si vedono straterelli rosso-mattone, di aspetto identico alla calcaria marnosa di Monticelli. Quest'ultimo carattere è più frequente nei pressi di S. Fiano, e specialmente sul viottolo che dalla porta del convento conduce alla strada mulattiera di Toffia, passando entro una valletta che separa il monte di Fara dal monte Grottone, e stabilisce un passaggio dal versante occidentale della catena al versante orientale. Lungo quel viottolo la roccia in questione è a strati assai disordinati e quasi spezzati qua e là. Ma di fianco al torrente che al di là di S. Fiano s'avvia al versante esterno, i suoi strati si vedono regolarmente disposti in una gran

[1] Gemellaro 1874. *Sopra i fossili della zona a* Terebratula Aspasia. Mng. *delle provincie di Palermo e Trapani* p. 83 tav. XI fig. 14, 25, 26, 27.

[2] Canavari, *I brachiopodi degli strati a* Terebratula Aspasia. Mng. *nell'Apennino centrale.* Atti della R. Acc. de' Lincei. Ser. 3 vol. VIII tav. IV fig. 7 a, b, c. Roma 1880.

pila con inclinazione a sud-ovest. La stessa roccia accompagna lungo la strada di Toffia, continuandosi con quella notata tra San Fiano e la *croce di S. Francesco*; e da questa parte mentre sul principio della discesa i suoi strati sono inclinati a nord-est, in seguito s'immergono in senso contrario mostrandosi rialzati dalla parte di Toffia. Proseguendo il camino verso quest'ultima, appena a mezza strada riapparisce dal di sotto il calcare compatto, anche esso a strati rialzati verso nord-est, e prosegue in tal modo fino a formare l'alto dirupo sul quale è piantata Toffia, i cui fianchi mostrano anche da lontano gli stati del calcare compatto che si immergono regolarmente a sud-ovest, ossia dalla parte di Fara.

La posizione reciproca delle due forme litologiche, quale la abbiamo notata sulla mulattiera da Fara a Toffia, si conferma meglio dall'osservazione dei fianchi del monte che sta a piombo sulla destra di chi discende. Noto prima di tutto che trattasi della base del monte Grottone, il quale sul versante orientale della catena si protrae formando un ampio contrafforte, costeggiato dalla strada. Ora là dove questa è scavata negli scisti marnosi, un occhio anche poco esercitato distingue facilmente sull'alto del monte dirupato il calcare bianco compatto. Dopo ciò riprendendo la ascesa da Canneto a S. Fiano, e proseguendo l'ultimo tratto verso Fara, gli strati degli scisti marnosi si vedono irregolarmente contorti e colle testate rivolte al versante esterno. Finalmente questi scisti spariscono sotto la calcaria bianca compatta, che forma il culmine del monte.

Tornerò su questi rapporti di posizione quando più sotto esaminerò la tettonica della catena di Fara: per ora mi preme fissare un carattere paleontologico degli scisti marnosi, il quale risulta dalla estrema abbondanza di fucoidi che compariscono ad ogni falda staccata dai colpi del martello. Assai rare nella marna rossastra, queste impronte sono frequentissime in quella grigia, che costeggia il primo tratto discendente della strada di Toffia (¹), e

(¹) Delle fucoidi che trovansi sulla strada di Toffia parla il Cermelli, il quale, quantunque adoperi il nome di *dendriti*, pure dalla descrizione e dalla località che precisa con grande accuratezza, mostra di alludere piuttosto a vere fucoidi (Cermelli, *Carte corografiche e memorie riguardanti le pietre, le miniere e i fossili, per servire alla storia naturale delle provincie del Patrimonio, Sabina,*

sul viottolo che dalla strada mulattiera da Fara a Coltodino si stacca per andare alla *fonte di s. Fiano*. Per questa abbondanza io non esito distinguere la roccia col nome di *scisti a fucoidi*, oltre alla posizione speciale che gli spetta nella serie geologica. Difatti se non bastasse la alternanza di stratarelli rossastri a collocarla nel lias superiore, lungo il viottolo che guida alla fonte di San Fiano vi ho rinvenuto i seguenti fossili, sui quali si è pure pronunciato l'autorevole giudizio del prof. Meneghini.

1. *Lytoceras* cfr. *fimbriatum* Sow. (¹).

Impronta e contro impronta di un individuo che doveva giungere al diametro di circa 50 millimetri. Rassomiglia alla figura di d'Orbigny (²), se non che l'ornamento manca delle frange che ne sono un distintivo. Conosciuta come specie del lias medio, trovasi spesso anche nel lias superiore. Difatti il Meneghini a pag. 101 e 190 della più volte citata opera riferisce al *Lytoceras fimbriatum* alcuni frammenti trovati a *Cesi* e al *Pian d'Erba*. E a pag. 35 della appendice è citata tra i fossili del Medolo. Per conto mio aggiungerò che l'individuo trovato alla *fonte di San Fiano* sta in una roccia che offre caratteri di passaggio dalla calcaria compatta alla marna scistosa, così che anche per questo esso rimane comune ai due piani che in quella località si confondono.

2. *Hammatoceras insigne* Schbl. (³).

Impronta quasi completa di una faccia della conchiglia, il cui diametro misurava almeno 65 millimetri. L'ornamento è abbastanza distinto da potersi rassomigliare alla varietà rappresentata dal Meneghini alla fig. 3 tav. 12 della sua classica monografia (⁴).

3. *Chondrites intricatus* Brgn. (⁵) (*fucoides*).

Lazio, Marittima e Campagna, e dell'agro romano pag. 45. Napoli 1782). L'archeologo Guattani ripete presso a poco le stesse parole del Cermelli (Guattani, *Monumenti Sabini* T. I, pag. 186. Roma 1827).

(¹) Sowerby 1818. *Mineral conchology* T. II, pag. 145 pl, 15, fig. 2.

(²) D'Orbigny, op. cit. pag. 313, n. 120, pl. 98.

(³) Schubler in Zieten. 1830. *Les petrifications du Wurtemberg* pag. 20. pl. 15, fig. 2.

(⁴) Op. cit.

(⁵) Ad. Brongniart. *Observations sur les fucoides et sur quelques autres plantes marines fossiles*. Mem. de la soc. d'hist. nat. de Paris. pl. XIX, fig. 8. Paris, 1823.

4. *Chondrites furcatus* Brgn. [1] (*fucoides*).

Di queste quattro specie, prescindendo dalla prima che è del lias medio, e dalle fucoidi che passano dal lias all'oolite, da questo ascendono al cretaceo e all' eocene [2], la presenza dell' *Hammatoceras insigne* Schbl. non lascia alcun dubbio sulla posizione degli scisti a fucoidi dei monti di Fara nel lias superiore. Ritengo poi che la roccia sia uguale a quella trovata dai signori Cortese e Canavari nei dintorni di Tivoli al *colle dello scoglio*, e da loro descritta col nome di *scisti marnosi*. Quantunque non vi abbiano rinvenuto fossili, essi la riportano al lias superiore. Ed è notevole che nella calcaria marnosa rosso-scura dai medesimi contrassegnata col num. 4 vi hanno trovato lo stesso *H. insigne*. E per ravvicinare sempre più le due formazioni, mi pare che la calcaria marnosa da loro contrassegnata col num. 3, e riguardata come il piano superiore del lias medio [3], possa sincronizzarsi colla roccia nella quale a San Fiano io ho rinvenuto il *lytoceras fimbriatum* Sow. Anche questa infatti risponde al nome di calcaria marnosa, e presenta caratteri di passaggio dalla calcaria compatta del lias medio agli scisti marnosi a fucoidi del lias superiore.

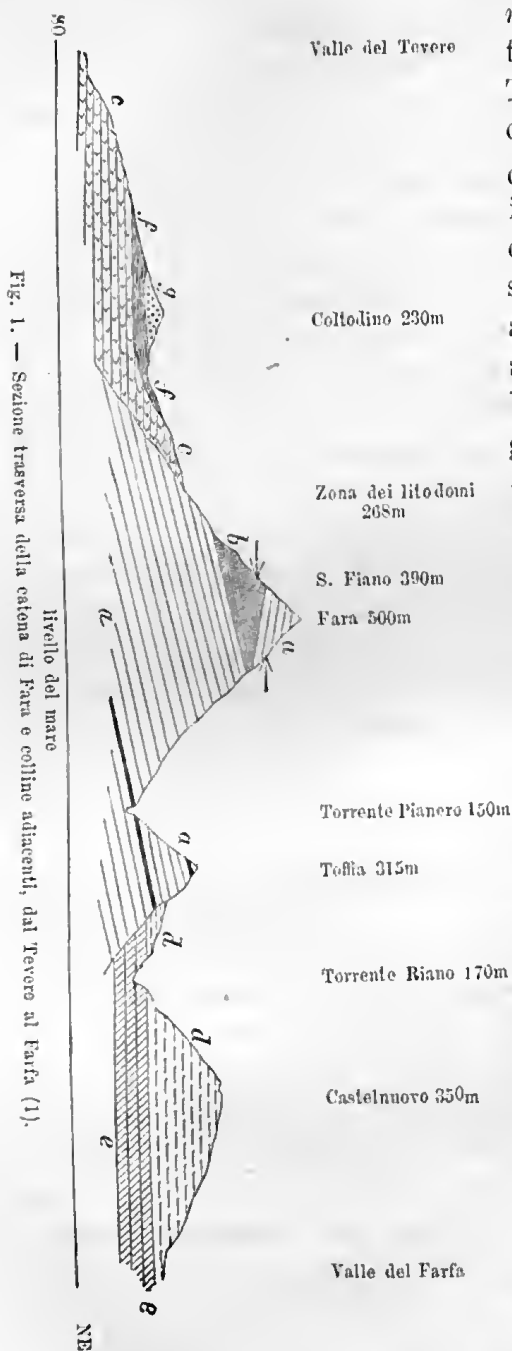
§ 5. *Considerazioni stratigrafiche.*

Dopo quanto son venuto esponendo, mi pare si possa ritenere che l'andamento generale degli strati che compongono la parte inferiore della catena di Fara in Sabina, sia quello di un lembo sollevato a nord-est e verso la valle del Farfa, abbassato a sud-ovest verso la valle del Tevere e la campagna romana. Le misure degli strati già citate, e quelle prese in non pochi altri punti, confermano questa deduzione. Percorrendo la strada da Toffia all' abbazia di Farfa si vede la stessa inclinazione, mantenuta con notevole regolarità, dagli strati che fiancheggiano il torrente Riano. A questo andamento partecipa la rupe di Toffia, il tratto scoperto dei terreni che formano i due versanti del torrente Pianero, le colline che si rannodano al *colle*

[1] Id. Op. cit. pl. XIX, fig. 3.

[2] Meneghini e Savi, *Consid. sulla geol. stratigr. della Toscana* ecc. Firenze 1850.

[3] Cortese e Canavari, op. cit. pag. 38 e seg.

Fig. 1. — Sezione trasversa della catena di Fara e colline adiacenti, dal Tevere al Farfa (1).

rotondo, compreso quest'ultimo, il cui allineamento con Toffia è evidente. Concorda con questo andamento del calcare compatto tutta la parte inferiore degli scisti a fucoidi, quali si vedono nel torrente sotto S. Fiano; e una roccia a questi quasi identica, che affiora, in lembi rossastri e bigi nei pressi di Toffia, lungo il torrente Pianero, e in qualche tratto del Riano; il quale, mentre prima della congiunzione col Pianero scorre nei terreni d'alluvione, dopo, corrode per breve tratto il calcare liassico. Confesso però che, per la loro posizione, mal si potrebbero rannodare gli accennati lembi di scisti marnosi rossastri e bigi (i quali formano forse tutto un letto), con quelli notati a San Fiano e sull'alto del monte. La loro apparenza è assai più schistosa, e per quanto mi fu dato non vi rinvenni fucoidi. Nella annessa figura 1ª, che dà la sezione trasversale del monte di Fara e delle colline adiacenti, ho procurato di precisare la posizione di tali scisti con una linea più marcata

(¹) *a* Calcaria bianca compatta (Lias medio) *b* Scisti marnosi (Lias superiore) *c* Sabbie gialle (Pliocene marino) *d* Ghiaje. (Pliocene vallivo) *e* Sabbie (pliocene vallivo) *f* Ghiaje e conglomerati (postpliocene) *g* Tufo vulcanico (Quaternario) *h* Alluvioni moderne (Quaternario) —> Località fossilifere.

tra quelle indicati il lias medio alla base dei monti di Fara e di Toffia.

Non sarà sfuggita all'attenzione del lettore l'osservazione notata al paragrafo precedente, della calcaria del lias medio, che dopo di essere rimasta sotto gli scisti a fucoidi lungo la salita da San Cesario alla Fara, ricomparisce poi al di sopra di questi sulla sommità del monte. Concorda con questo fatto l'altro, che la località in cui ho trovato i fossili del lias medio sulla strada provinciale, sta ad un livello più alto di San Fiano, dove il lias superiore non si può mettere in dubbio per la presenza dell' *Hammatoceras insigne* Schbl. E finalmente che nell' accennata località del lias medio gli strati s' innalzano verso il monte di Fara, con inclinazione ad est, abbassandosi verso la valle del Farfa, e venendo con tal movimento a cuoprire gli scisti a fucoidi che stanno sotto. La conseguenza che ne discende immediatamente si è che la stratigrafia abbia subìto in quel punto un rovesciamento. Non senza esitare io propongo questa spiegazione, la quale potrà parere tanto più arrischiata, in quanto che non mi consta che analoghi esempii di pieghe e rovesciamenti sieno stati trovati da alcuno dei tanti illustri geologi che hanno percorso i varii tratti dell'Apennino. E sarò ben contento se altri di me più esperto darà una interpretazione più semplice a questo andamento degli strati di Fara. A me, dopo accurata critica a cui ho procurato di sottoporre l' idea del rovesciamento, non è sembrato che altra ve ne fosse più adatta a spiegare i fatti osservati. A tutta prima si potrebbe attribuire il disordine a una faglia, la quale potrebbe aver sollevato il lias medio dei monti di Fara e S. Martino a maggiore altezza che nel resto della catena. Ma per sostenere questa ipotesi bisognerebbe che *tutto* il monte di Fara fosse costituito dal lias medio; mentre dall' altra parte della piccola gola che lo separa dal monte Grottone (che nell' ipotesi sarebbe la traccia del salto) sarebbero il lias medio e il superiore rimasti ad assai minore altezza. In questo caso la calcaria bianca compatta che forma da quel lato della gola la parte più alta del monte Gottone, dovrebbe appartenere all'oolite. Invece la forma litologica la identifica con quella del lias medio. Contraddice a questa ipotesi della faglia la presenza del lias superiore negli scisti a fucoidi di San Fiano, i quali fanno parte dello stesso

rilievo montuoso, sulla cui sommità si trova il calcare compatto Questi dunque opporrebbero una difficoltà tanto più insormontabile, in quanto che prosieguono girando i fianchi del monte di Fara, quando si percorre la strada da San Fiano alla Croce di S. Francesco, e accompagnano per buon tratto sulla strada di Toffia, ossia sull'altro versante, mostrandosi sempre sottoposti al calcare compatto.

Supponendo invece che una piega abbia rovesciato una parte del lias medio e superiore sull'altra, il sollevamento verso Fara degli strati del lias medio di fianco all'ultimo tratto della strada provinciale, non è altro che la branca ascendente della piega. Le testate di questo, come del lias superiore che sporgono (per quanto contorte e disordinate) nel tratto più alto del versante occidentale sono una conseguenza del movimento subìto dai medesimi strati nell'adagiarsi sui compagni, che rimasero nella loro posizione primitiva di inclinazione a sud-ovest. Ugualmente si spiega il presentarsi degli scisti a fucoidi grigi e rossastri, nella piccola gola tra San Fiano e la strada di Toffia, sottoposti alla massa di calcare compatto che forma la sommità del monte di Fara. Gli scisti a fucoidi che sul principio della strada di Toffia si alzano verso Fara, e più giù invece si abbassano da quella parte, rappresentano rispettivamente la branca ascendente o superiore, e la discendente o inferiore della piega. Di sotto alla quale vedemmo ricomparire il calcare compatto, che coll'essere rialzato verso Toffia a nord-est offre la generale inclinazione della catena.

In tal modo l'asse del rovesciamento rimasto sul versante nord-est della catena di Fara, deve essere collocato là dove il lias medio riapparisce di sotto al lias superiore. Probabilmente esso è obliquo rispetto all'asse della catena, divergendone a sud-est, conforme all'allargamento progressivo che offre la catena stessa a misura che si protende da nord-ovest a sud-est ('). Le branche della piega devono per conseguenza allargarsi verso sud-est, se si considera che a nord-ovest essa si viene assottigliando, come lo desumo dallo scarsissimo lembo di scisti a fucoidi che riapparisce in una

(') Considero come area della catena tutta quella rappresentata dall'affioramento del calcare giura-liassico, di sotto ai circostanti terreni terziarii, e perciò vi comprendo anche *colle rotondo*, e le colline che con esso si allineano nella direzione di Toffia.

delle ultime curve che fa la strada provinciale nel discendere da Fara, prima d'insinuarsi nella valle tra questa e il monte S. Martino. È notevole poi che in questa valle medesima, per quanto l'abbia cercato, non si trova il lias superiore; ma ambedue i fianchi di essa, e tutto il monte S. Martino sono formati esclusivamente dalla calcaria compatta. La qual cosa mi porterebbe a conchiudere che la piega del lias superiore rimasta incuneata in quella del lias medio vi formò una lente che assottigliasi nell'interno del monte di Fara, e sparisce prima di arrivare alla gola tra questo e il monte S. Martino. Chiunque discende per la strada mulattiera che da Fara conduce all'abbazia di Farfa, può constatare la mancanza del lias superiore nella valle tra i monti di Fara e di S. Martino.

Quantunque io non abbia esplorato i fianchi dirupati e poco accessibili del monte Termineto e del monte degli elci, pure anche lungo questi si deve trovare il lias superiore, nelle stesse condizioni stratigrafiche; come deduco dall'aver trovato sulla strada mulattiera che conduce al mulino di Linguessa, numerosi rottami o lastre degli scisti a fucoidi, evidentemente rotolati dall'alto.

Prima di lasciare questo argomento del rovesciamento degli strati a Fara, noto come una osservazione analoga sia stata fatta pei monti di Tivoli dai signori Cortese e Canavari. Essi infatti nel loro accurato lavoro più volte citato, a pag. 33 si esprimono nel modo seguente: « La stratigrafia però non è cosa facile a deci-
« frare in questi monti, ove gli strati si vedono fortemente con-
« torti e ripiegati, al punto da presentare dei veri rovesciamenti ».
Null'altro si aggiunge a questo proposito nel corso della memoria, e nessun profilo ne è dato, onde mettere sott'occhio le modalità del rovesciamento, e la natura dei terreni che vi prendono parte. Lo che sarebbe stato non poco opportuno pel caso mio.

Quanto esposi fin quì ho procurato riassumere nella sezione della fig. 1ª, almeno per quel che mi fu possibile dedurre da numerose osservazioni, in mezzo a una stratigrafia in genere confusa e disordinata. Lo studio dell'opposto versante della valle del Farfa, nei monti di Salisano, Mompeo, Casaprota, darebbe non poca luce intorno al modo con cui si formò la piega, e i terreni che vi presero parte. Probabilmente da quella parte il calcare liassico s'inclina in senso opposto, volgendo anche esso al Farfa le sue

testate, rimaste scoperte per sollevamento e frattura consecutiva. In fondo a questa restò il mare pliocenico, e poi vi si incanalò il Farfa a formarvi quei potenti depositi di ghiaia che costituiscono le attuali colline di Castelnuovo, Poggio-nativo, monte S. Maria etc.

A conferma di quanto dice lo Scarabelli intorno alla spinta laterale da nord-est che predominò nel sollevamento dell' Apennino centrale ([1]), osservo che anche per la catena di Fara la maggiore spinta dovette venire da nord-est. Infatti dalla parte di sud-ovest gli strati non sono alterati: mentre il modo con cui è orientata la piega mostra come la parte superiore di questa girò da nord-est a sud-ovest, dove il lembo capovolto restò adagiato.

Che la valle del Farfa, per quanto riguarda i terreni mesozoici sia una valle di frattura, se l' ho semplicemente supposto pei monti che stanno di fronte alla catena di Fara in Sabina, è invece dimostrato che lo sia pel prolungamento della catena attraverso la pianura di Granica. Qui il versante opposto della valle è formato dalla collina di Montopoli, di sabbie gialle e ghiaie, la quale continuasi da una parte con Poggio Mirteto e le colline della bassa Sabina, dall'altra si viene restringendo e abbassando insensibilmente per formare come uno sperone che divide l'ultimo tratto della valle del Farfa da quella del Tevere. La denudazione operata dal primo di questi fiumi ha fortunatamente messo allo scoperto sotto Montopoli il calcare mesozoico, che vi presenta la stessa apparenza litologica di quello trovato alla base del monte di Fara, e che costituisce altresì tutto il monte S. Martino. In una cava abbandonata ho trovato che i suoi strati hanno la direzione NE-SO e inclinano 70° NO. Sono dunque innalzati verso il Farfa e il monte S. Martino. Alla parte inferiore si addossano a questi calcari i depositi alluvionali del Farfa. Di sopra sono intieramente coperti dalle ghiaie e sabbie ([2]) postplioceniche, ricor-

([1]) Scarabelli - Gommi - Flamini, *Sugli scavi eseguiti nella caverna detta di Frasassi (Prov. di Ancona)*. Atti della R. Acc. de' Lincei, Ser. 3ª, vol. V, pag. 78. Roma 1880.

([2]) Queste sabbie si veggono anche entro Montopoli: sono grossolane, e non vi rinvenni elementi vulcanici.

date anche dal Meli ([1]), sulle quali è fondato Montopoli. Il versante tiberino della collina presenta regolarmente sottoposte a queste ghiaie (talora divenute puddinghe) le sabbie gialle del pliocene marino, che si continuano con quelle di Poggio Mirteto, del torrente Galantino, e arrivano fin quasi ad esser lambite dal Tevere, che vi ha addossato le sue alluvioni, come a Montorso ([2]).

Al calcare di Montopoli fa riscontro sul lato sinistro del Farfa il monte S. Martino, l' ultimo della catena di Fara, il quale col suo culmine alto 489^{m}, si solleva tutto intiero dalla pianura di Granica, restando alla base coperto da scarsi lembi di indole alluvionale. Le misure che ho preso in molti punti di questo monte, danno per la direzione generale degli strati NE-SO per la inclinazione 45° SE. Il calcare è quasi dapertutto cristallino ([3]), bianco o lievemente carnicino, a frattura irregolare, uguale insomma a quello che nel monte di Fara forma la parte inferiore del lias medio. Resta dunque provato che il monte S. Martino e la collina di Montopoli costituiscono i due lembi residuali di una

([1]) Meli, op. cit. pag. 8. dell'estratto.

([2]) Quando si sale per *ponte sfondato* a Montopoli lungo la via provinciale che si stacca dalla Salaria, si resta sorpresi alla rassomiglianza che da quella parte offrono le sabbie gialle del versante tiberino, con quelle del versante interno della valle del Farfa. Io ritengo quindi che, senza contradire in nulla a quanto dice il chm̃o cap. Verri intorno al *pliocene vallivo* della valle del Farfa, questo si venisse a poco a poco trasformando nel vero pliocene marino, a misura che gli estuarii, in cui quei depositi si formavano, venivano allargandosi nel mare aperto. Lo che dovea avvenire per la parte inferiore della valle del Farfa, rasente l'ultimo lembo SO della collina di Montopoli. Ho preferito poi chiamare *postplioceniche* le alluvioni di Montopoli, specialmente perchè, scavalcato il vertice della collina, esse nel versante tiberino si sovrappongono alle sabbie indubbiamente marine del piano Astiano.

Ponte sfondato è un magnifico passaggio che la corrente del Farfa si è scavato in un potente banco di ghiaie e sabbie quaternarie, formate dallo stesso fiume, il cui antico letto vedesi lì presso, sulla riva sinistra. Credesi naturale, ma la questione non è risoluta.

([3]) Alla base del m. S. Martino, nella gola tra questo e il m. di Fara, rasente la strada provinciale che lo costeggia serpeggiando, il calcare è attraversato da una larga vena di calcite, che si può seguire per qualche tratto verso l'alto del monte. Calcite cristallizzata si osserva pure sul vertice del m. S. Martino, e presso la porta del paese di Fara.

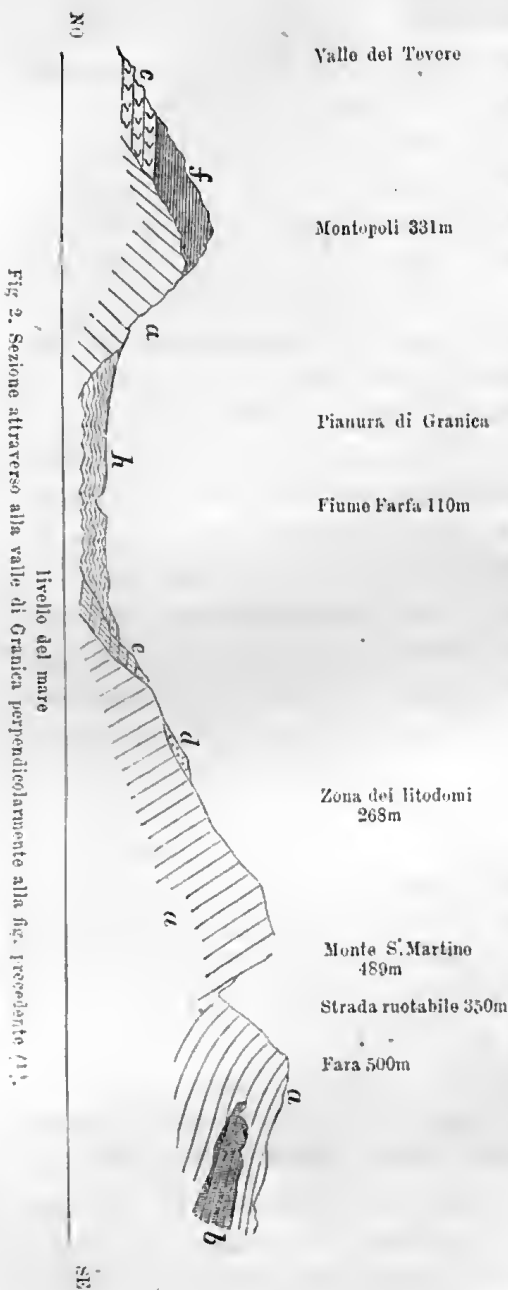



Fig. 2. Sezione attraverso alla valle di Granica perpendicolarmente alla fig. precedente (¹).

frattura, il cui fondo è ora la valle di Granica. Vedasi la fig. 2, nella quale ho indicato come d' alluvione pliocenica lo scarso addossamento della base del monte S. Martino, desumendolo da quel poco che si vede nell'ultimo tratto della discesa, dopo l'abbazia di Farfa, e che anche qui è parzialmente denudato. Lo sperone che prospetta direttamente a Montopoli non è osservabile, perchè coperto da fitta vegetazione.

Ma l'accennato andamento degli strati non è esclusivo del monte S, Martino; il quale fa seguito al monte di Fara, anzi alla base si confondono insieme. Con detti strati sono presso a poco concordanti quelli della parte più vicina del monte di Fara. Ciò si può vedere nel primo tratto della strada provinciale, che ascende oltrepassata appena la gola tra i due monti. In un profondo burrone scavato dalle acque sul versante nord-est, nella direzione di Castelnuovo, osservai che gli strati del solito calcare mentre dalla parte del monte S. Martino presentano larghi e regolarissimi i piani, dalla parte del monte di Fara offrono le

(¹) V. la nota annessa alla fig. 1ª.

testate. Sono dunque concordanti, e inclinati sempre a sud-est. Dopo ciò mi pare si possa stabilire che il monte S. Martino con una parte di quello di Fara, nel sollevamento generale della catena, risentissero l'effetto della spinta che formò la frattura di Granica, piuttosto che quello che sollevò il resto della catena parallelamente al Farfa. Facendo una semplice ipotesi, che non mi sembra troppo arrischiata, direi che l'asse del sollevamento, per quegli ultimi due monti, dalla direzione principale NO-SE, avrebbe girato di circa 90°, prendendo la direzione NE-SO. Con ciò si spiegherebbe: 1° il disordine degli strati, spezzati in più punti nella piccola valle tra il monte di Fara e il monte Grottone; 2° il taglio a picco della rupe sulla quale è Toffia, che la sola erosione del torrente Pianero non basta a spiegare; 3° le piccole fratture che si vedono di fianco a questo torrente prima di arrivare sotto Toffia.

Come un generale riassunto, ecco le conclusioni alle quali mi hanno permesso di venire le numerose osservazioni fin qui registrate:

La calcaria bianca della catena di Fara appartiene al lias medio, con due forme litologiche leggermente differenti, indicanti una zona inferiore ed una superiore.

Gli scisti marnosi a fucoidi spettano al lias superiore, con caratteri litologici e paleontologici (*Lytoceras fimbriatum* Sow.) di passaggio dal lias medio.

La maggior parte della catena presenta un frammento della serie giura-liassica sollevato verso la valle del Farfa, e inclinato a sud-ovest.

Durante il sollevamento il lias superiore e la parte superiore del lias medio si rovesciarono su se stessi, formando una piega le cui gambe divergono sull' alto del versante sud-ovest.

Questo rovesciamento interessa parte del monte di Fara e tutto il restante sud-est della catena.

Il monte di Fara e il S. Martino invece di prender parte al sollevamento generale, diressero il loro asse di sollevamento da nord-est a sud-ovest quasi perpendicolarmente al resto, generando le fratture che si notano specialmente sotto Toffia.

Il sollevamento del monte S. Martino si produsse contemporaneamente a quello della collina di Montopoli, formando con questa la valle di frattura nella quale scorre il Farfa.

A titolo di appendice riporto ora altre osservazioni sulle adiacenze della catena di Fara, quali ho raccolto nelle numerose mie escursioni, e che appariscono in parte nei due profili annessi al presente lavoro.

Discendendo da Fara per la strada ruotabile, oltrepassata la zona dei litodomi, compariscono le sabbie gialle del pliocene superiore, le quali si vedono bene sotto il villaggio di *S. Maria de' Santi*, dove sono intercalate da ghiaie minute. Vi rinvenni una impronta di *Cardium tuberculatum* L., e una valva di *Ostrea lamellosa* Br. Ambedue, insieme colla presenza delle ghiaie, indicano un deposito d'indole littorale. Simile deposito si addossa alla base di tutta la catena di Fara, e forma le colline circostanti al villaggio di Canneto, che è sulle ghiaie postplioceniche. La sabbia gialla si fà più sottile e si scevra del tutto dalle ghiaie nel basso di quelle colline, e nei pressi di Canneto sui fianchi di uno di quei torrenti è intercalata da lignite, e vi trovai il *Cardium edule* L. La stessa specie in gran quantità trovai sparsa in un prato poco esteso sulla strada che dal casale Cherubini va a Nerola, assai dapresso alle pendici del monte degli elci.

Tornando alla strada ruotabile, questa nell'allontanarsi dalla Fara passa dalle sabbie gialle in un tufo terroso a macchie leucitiche, sul quale è piantato il villaggio di Coltodino, che è ad un livello alquanto più alto delle circostanti sabbie gialle. Questo tufo, che nei dintorni del casino Paris è estratto col nome di pozzolana, forma uno strato di circa tre metri, che cessa oltrepassato di poco il villaggio, mostrando di nuovo al di sotto le ghiaie e le sabbie gialle, nelle quali la strada discende sempre, coll'avvicinarsi al fosso di Correse e al Tevere.

La valle di erosione formata dal fosso di Correse sotto alla piccola terra di questo nome, mostra la medesima successione di terreni, sormontati dal tufo, sul quale è Correse.

I rapporti tra le ghiaie e il tufo si possono osservar bene sul principio della strada che va da Coltodino a Canneto. Qui il tufo si vede prima addossato alle ghiaie, le quali spariscono sotto ad esso, e riappariscono a non grande distanza, generando l'idea di un piccolo avvallamento in cui quel tufo fu accolto.

Mi sembra interessante il fatto che alle falde del monte Termineto, lungo il sentiero che porta al *mulino di Linguessa*, lo

stesso tufo incoerente e terroso si addossa al calcare liassico. Anche in quella località è estratto ad uso di pozzolana.

Sul versante interno o nord-est della catena di Fara i terreni d'alluvione sono visibili a pochi passi da Toffia dove, sulla nuova strada che conduce all'*osteria nuova*, le ghiaie, ora cementate ora incoerenti, accompagnano quasi sempre, e talora sono intercalate da una vera arenaria ([1]). Discendendo poi da Toffia pel sentiero piuttosto aspro che porta a Castelnuovo, coll'attraversare la piccola valle di erosione formata dal torrente Riano, si vedono addossate al calcare liassico prima le ghiaie, indi sotto a queste le sabbie di aspetto giallastro, in genere finissime e incoerenti. Da Castelnuovo salendo a Monte S. Maria, indi a Poggio Nativo, Frasso Sabino ecc. le ghiaie divengono sempre più imponenti.

Sulla strada provinciale Passo Correse-Rieti, percorrendo il tratto che circonda la base del monte degli elci e passa sotto Nerola, si passa prima sul terreno pliocenico, indi sopra un ultimo lembo di calcare liassico, poi daccapo sul pliocene che non abbandona più fino alla *madonna della quercia*, e alle falde del monte Calvo. Qui però le ghiaie orizzontalmente stratificate e variamente colorate in rosso, giallo, ecc., si rivedono al di sopra delle sabbie gialle, in un taglio recente dirimpetto alla chiesa; mentre dalla parte della chiesa si erge il colle rotondo co' suoi strati di calcare liassico (bianco compatto) regolarmente abbassati verso sud-ovest. Caminando più di un altro chilometro, trovai erratici sulla strada due grossi massi quasi parallelepipedi di un calcare biancastro, durissimo, finamente screziato, con cavità lasciate evidentemente da corpi organici, alcuni dei quali essendo sufficientemente con-

([1]) Il capitano Verri cita « un frammento interessantissimo di *formazione* « *eocenica*, presso la Toffia, dietro i monti mesozoici di Fara. Questo lembo « costituisce la collina di Carpiglione, ed è composto di calcaree rosse. gialle « verdi, bigie, con strati di *brecce ricchissime di belle nummuliti*. Ad occidente « si appoggia sulle calcaree giura-liassiche di Fara, ad oriente si perde sotto « le masse d'alluvione pliocenica etc. » (Verri. *Seguito delle note sui terreni terziarii e quaternarii del bacino del Tevere*. Atti della Soc. it. di Sc. nat. A. 1880 vol. XXIII p. 282 Milano 1880-81). Apparisce da queste parole che le nummuliti fanno parte delle breccc, e per conseguenza è *eocenica* la formazione dalla quale queste furono divelte; mentre la collina in cui l'egregio Autore le ha trovate *erratiche*, è sempre posteriore, e di quelle che egli ha chiamato *pliocene vallivo*.

servati, vi riconobbi i generi *Helix* e *Succinea*. Essendo fossili terrestri, quel calcare ha tutti i caratteri di un travertino assai antico. Osservando che quei massi erano troppo voluminosi (circa 30 centimetri di lato) per esser trasportati da lontano, e che le ghiaie si appalesano a poca distanza, presso la *madonna della quercia*, si può inferirne la loro provenienza da depositi che contemporaneamente alle ghiaie si formavano in qualche seno di acque più tranquille. E la località dove furono staccati non può esser molto lontana. Anche il masso con nummuliti trovato dal Meli [1] presso a poco nella stessa località, deve derivare dalle ghiaie stesse, perfettamente d'accordo in ciò colle nummuliti erratiche trovate dal Verri. Rimane dunque a sciogliere la questione, dove si rinvenga l'eocene in quei dintorni. Però avendo io percorso una parte del vicino *monte Calvo*, che il Meli sospetta *neocomiano*, ed anche salitolo sull'estremo settentrionale, dove presi una misura degli strati e riportai qualche campione della roccia, constatai che questa è identica alla calcaria di Fara, e precisamente a quella della collina di Montopoli. Gli strati però non concordano con quelli del vicino colle rotondo. Non avendovi trovato fossili mi astengo dal pronunciare un giudizio sul posto della serie in cui mettere il monte Calvo.

Fatto meritevole di studio mi sembra quello delle ghiaie quasi incoerenti che trovansi sull'alto del monte di Salisano, e che, isolate da ogni parte, ricuoprono la calcaria compatta di cui quel monte è formato. All'altezza di 463 metri, si prova una certa difficoltà a rannodarle colle ghiaie del pliocene vallivo, a meno di non ricorrere ad una oscillazione che, posteriormente all'epoca pliocenica, avesse subìto il versante destro del Farfa. Intanto quelle ghiaie, ad elementi in genere poco voluminosi, sono in strati orizzontali, e presentano una varietà di colorito che le rassomiglia assai a quelle della madonna della quercia. Non ho fatto sufficienti osservazioni su quella località da potermi addentrare nell'argomento, ma parmi abbastanza interessante da richiamare l'attenzione dei geologi. La massa di calcare mesozoico di Salisano si erge anche essa dai sedimenti pliocenici (sabbie gialle) corrosi sempre dal Farfa, di cui quei monti formano la riva destra.

[1] Meli, op. cit. pag. 4 dell'estratto.

Abbondanti travertini si vedono pure sul pendìo scosceso, che accompagna nel primo tratto della salita venendo da Granica.

Nella più volte citata memoria del prof. Meli, si trovano altri dati importanti che, insieme colle osservazioni da me riportate, potranno tornare utili per la carta geologica della Sabina.

G. A. Tuccimei.

DUE PAROLE SUI TUFI LEUCITICI DEI VULCANI TIRRENI

Ho poco e nulla da riferire di nuovo: quindi l'obbligo della massima brevità. Discorrendo dei tufi leucitici di Orvieto (Sistema Vulsinio), e poi dei tufi del Sistema Cimino (intesa sempre la massa caotica, senza stratificazione, come la precisai nella memoria sui Vulcani Cimini), ho mostrato:

1° che quei tufi posano indifferentemente sui calcari eocenici, sui sedimenti marini e vallivi pliocenici, sui sedimenti vallivi quaternari, sulle materie di altre eruzioni vulcaniche: quindi è esclusa la genesi subacquea;

2° che i terreni sottostanti si trovano ad altimetrie variabili, che le materie vulcaniche detritiche sottoposte sono stratificate a pieghe ondulate: quindi la eruzione del materiale componente i tufi su terreno asciutto ed in stato di corrosione;

3° che la composizione dei tufi è essenzialmente caotica: cristalli, scorie, frammenti di lave pietrose vi sono impastati sempre confusamente: quindi è esclusa la possibilità che i tufi siano composti da materiali fluitati da acque correnti;

4° che i tufi posano anche sopra le lave leucitiche: siccome nel sistema Cimino i leucitofiri chiudono la serie delle eruzioni laviche, così i tufi dovrebbero in quel sistema chiudere la serie delle eruzioni;

5° che nel sistema Cimino i tufi occupano le zone depresse, sono insinuati in tutte le valli preesistenti, mancano nelle zone più elevate. Da questa osservazione coordinata alle altre premesse conchiudeva sembrarmi probabile *attribuire i tufi leucitici ad eruzioni fangose subaeree, avvenute per trabocco dal cratere senza proiezione di materie.* Considerata la distanza del perimetro della zona tufacea relativamente al cratere, quella ipotesi lasciava supporre molta fluidità nelle masse fangose.

Appresso, dopo una prima visita al territorio di Bolsena, scriveva essermi venuto il dubbio che il fango, col quale furono *composti i tufi leucitici potesse essere stato eruttato in forma di*

pioggia, ma con poca proiezione verticale sopra al cratere. Dopo d'allora feci un'altra corsa nel sistema Vulsinio e vi notai, meglio che nel sistema Cimino, frequenti fenditure poliedre nelle masse dei tufi leucitici. Per riguardo alle giaciture dei tufi, osservai una corrente (mi si passi la parola) di questa roccia lungo l'attuale corso del fiume Marta; masse di tufi di pochi metri di potenza a Bagnorea, e masse considerevoli nei dintorni di Orvieto; grandissimo sviluppo di tufi nella zona tra Acquapendente, Castellottieri, Sovana ed il gruppo di Latera. Ossia, considerato il lago di Bolsena come il centro d'un gran circolo, una estesa formazione di tufi nel settore ovest; altra, alquanto più limitata nel settore nord, con potenza nella massa crescente dal centro alla periferia; altra infine molto prolungata, ma lateralmente poco estesa al sud, cioè quella lungo la Marta. Privi o quasi di tufo il settore di Castel Giorgio e Torre Alfina al nord; il gruppo di Latera; il gruppo di Montefiascone; il settore tra il Lago, Bagnorea, Monte Rosso e la valle del Tevere.

In questo tempo il ch. prof. Meli pubblicava la interessantissima memoria sui resti organici rinvenuti nei tufi leucitici della Provincia di Roma, e testè altra Nota sullo stesso argomento (¹). Da quelle pubblicazioni traggo sopratutto l'osservazione delle circostanze concomitanti la giacitura delle ossa fossili, dalle quali l'Autore deduce che la massa tufacea travolse e comprese quegli animali ancor vivi, o almeno senza alcun dubbio i loro cadaveri colle parti molli, e che perciò i tufi litoidi dovevano avere formata una massa pastosa, o, come aggiunge, una pasta allo stato fangoso. Dalle numerose osservazioni riferite nelle due memorie, il Meli conchiude che *per i tufi specialmente delle grandi vallate del Tevere e dell'Aniene, che costituiscono la maggior parte dei tufi dei dintorni di Roma, i materiali furono impastati dalle alluvioni.* Se non erro, mi sembra che, con tale conclusione, l'egregio Autore ritenga i materiali dei tufi eruttati allo stato asciutto, e poi impastati dalle acque piovane.

È certo che l'aver ritrovato quelle ossa senza indizio di logoramento nè smussamento per trasporto e disposte secondo l'ordine

(¹) Bollettino del R. C. Geol. anno 1881 n. 9-10; id. anno 1882 n. 9-10.

scheletrico, come pure la quantità delle ossa riunite in un posto e la loro giacitura verso la fine del banco sono fatti tali, che escludono l'idea che gli animali possano essere stati rotolati da correnti fangose; ma per ammettere che potessero rimanere nella roccia fino le traccie del pelame del cervo, se si vuol ritenere questa composta in principio da materie asciutte, bisogna indurre necessariamente che la eruzione dello materie asciutte sia stata seguita da immediate e dirottissime pioggie. Non è cosa difficile che tutti i crateri della regione tirrena in un dato periodo abbiano vomitati materiali identici, e ne abbiamo molte prove; ma se si considera la immensa estensione del territorio occupato dai tufi leucitici, e la uniformità di composizione della roccia tufacea, non mi sembra tanto facile che su tutta la regione avvenissero, subito dopo le eruzioni, le grandi pioggie necessarie ad impastare prontamente tanto materiale.

Se si esclude questa supposizione, bisogna ammettere che le materie dei tufi furono cementate poco alla volta dalle acque. Prescindendo dalla considerazione che nelle rocce aggregate dalla cementazione dovuta alle acque filtranti generalmente si vede distinta la materia cementizia, non so se le fenditure poliedre, facili in una massa pastosa che si prosciuga, possano determinarsi egualmente in una massa che tende a cementarsi per causa della infiltrazione delle acque.

Rilegando le opinioni emesse negli scritti precedenti ([1]), mi pare sempre più semplice supporre che *i tufi leucitici siano il prodotto di eruzioni fangose, o più precisamente, se si vuole, di eruzioni di materiali misti ad acqua:* queste eruzioni in taluni crateri avranno potuto determinarsi con proiezione, ossia sotto forma di pioggia, il cui prodotto ristava nei luoghi più depressi, avvolgendo e seppellendo quanto vi trovava, e correva più o meno nelle regioni elevate; in altri potranno essere avvenute per sem-

([1]) *Sulla cronologia dei Vulcani Tirreni* — Rendiconti del R. Ist. Lomb. di scienze e lettere 1878.

I Vulcani Cimini — R. Acc. dei Lincei 1879-80.

Seguito delle note sui terreni terziari e quaternari del Bacino del Tevere — Atti della Soc. It. di Scienze Naturali di Milano 1880.

plice trabocco: oppure lo stesso cratere nelle diverse fasi potrà aver eruttato in tutti e due i modi. Le forze metereologiche, la direzione delle bocche possono aver influito nell'accumulamento dei tufi in una od altra regione; la corrosione meteorica posteriore può aver dilavato i pochi tufi, che le eruzioni composero nelle zone elevate.

A. Verri

SULLA SOVRAPOSIZIONE NELLA RIVIERA DI PONENTE DI UNA ZONA OFIOLITICA EOCENICA AD UNA FORMAZIONE OFIOLITICA PALEOZOICA.

Comunicazione fatta dall' Ingegnere L. MAZZUOLI, *a nome del prof.* ISSEL *e suo, nell'adunanza della Società geologica italiana in Bologna, il* 18 *Marzo* 1883.

Il prof. Issel manifestava l'opinione, fin dal 1880 (1), che la massa anfibolica visibile al Capo di s. Andrea, a ponente di Genova, fosse generata dal metamorfismo di sedimenti argillosi eocenici e pertanto ammetteva l' eocenicità delle serpentine di Borzoli.

Nell'opuscolo intitolato « Études sur les formations ophiolitiques de l'Italie » (2) pubblicato dall' ing. Pellati in occasione del Congresso geologico internazionale di Bologna, l'autore esprimeva il dubbio circa all'esistenza, sul versante destro della Polcevera, di un qualche lembo d'ofiolite eocenica, confuso o commisto colle serpentine del periodo prepaleozoico.

Nella conferenza sulle serpentine, tenuta in Bologna in occasione del Congresso suddetto (3), il prof. Issel esponeva nuovamente il dubbio che la prima emersione serpentinosa, che si incontra a ponente di Genova, possa essere eocenica, e soggiungeva di ritenere che la linea di separazione fra le serpentine antiche e le recenti deve trovarsi fra la Varenna e il Chiaravagna.

(1) *Intorno a certe rocce anfiboliche della Liguria* ecc. Bollettino del r. Comitato geologico 1880, n. 3-4.

(2) Quest'opuscolo venne inserito nel Bollettino del r. Comitato geologico n. 9 e 10, 1881.

(3) *Estratto della conferenza sulle serpentine* ecc. Bollettino della Società geologica italiana, fasc. 1°, 1882.

Infine il prof. Taramelli ([1]), nel rendere conto di una sua escursione da Pontedecimo a Voltaggio, colpito più specialmente dalle analogie esistenti tra le oficalci di Pietra Lavezzara e quelle di Levanto e dell'Apennino bolognese, accennava egli pure alla possibilità che si abbiano in quella regione ofioliti di due o più periodi, come nei Pirenei.

In seguito alla manifestazione dei detti dubbi, l'ispettore capo sig. Giordano diede recentemente incarico al prof. Issel ed a me di studiare con cura nella riviera di Ponente la zona lungo la quale si ritenevano probabili rapporti di vicinanza o di contatto tra le serpentine antiche e le terziarie, e riconosciuta in modo positivo l'esistenza delle serpentine delle due età, ci commise di tracciare sulla carta la linea della loro separazione.

Noi ci ponemmo all'opera nel febbraio scorso, e benchè la pessima stagione non ci abbia ancora permesso di estendere le nostre ricerche al versante settentrionale dell'Apennino, pure crediamo non privo d'interesse il dare comunicazione sommaria a quest'adunanza dei fatti osservati e dei rilievi già compiuti.

Nella prima nostra escursione, movendo da Sestri Ponente, risalimmo la valle del rio Cantarena, la quale, come tutte le altre valli di questa regione, discende al mare seguendo all'incirca la direzione nord-sud. Il ramo più orientale di detta valle lambisce il fianco occidentale del monte del Gazo, il quale, come è noto, è costituito da un calcare che per la sua importanza nello studio di cui ci occupiamo, fa d'uopo di ben definire. Questo calcare dunque è dolomitico ([2]); ha un colore grigio azzurrognolo; è fragile e duro; spesso è rivestito da una vernice di limonite e presentasi di frequente ricoperto da depositi incrostanti stalattiformi. Esso è fessurato e cavernoso ed è quasi completamente

([1]) *Osservazioni geologiche fatte nel raccogliere alcuni campioni di serpentini.* Boll. della Soc. geol. italiana fasc. 1°, 1882.

([2]) L'analisi chimica di questo calcare, testè eseguita dal prof. Giovanni De-Negri, diede i risultati seguenti che dall'autore ci furono gentilmente comunicati:

Carbonato di calcio	58,25
Carbonato di magnesio	38,43
Allumina . . . , ...	0,92
	97,60

privo di quelle vene spatiche tanto frequenti nei calcari eocenici del Genovesato.

Il calcare del Gazo, mentre costituisce per la vegetazione un sottosuolo sterilissimo, ha poi una vera importanza industriale, giacchè è atto a produrre calce di ottima qualità; e a Panigaro, sulla falda orientale del monte, sono attivate numerose cave che alimentano varî gruppi di fornaci, i cui prodotti servono a soddisfare ad una parte dei bisogni delle costruzioni genovesi. Malgrado le molte squarciature aperte in questo calcare per effetto delle suddette cave, pure mai, per quanto è a nostra notizia, vi si rinvennero fossili; quindi per ora lo designeremo col nome generico di calcare antico.

Tornando alla valle del Cantarena diremo che il suo ramo più orientale segna nettamente il limite fra il calcare antico e i talcoscisti della zona delle pietre verdi. Però non è possibile determinare i rapporti di contatto tra le due rocce, poichè in questa località esse sono ricoperte da un potente manto di terra vegetale.

Raggiunto il crinale del contrafforte che separa la valletta del Cantarena da quella del Chiaravagna, vediamo che il calcare del Gazo si prolunga verso nord sin quasi al villaggio di Prato, appoggiandosi ad ovest sul talcoscisto e sulla serpentina indubbiamente antica. Seguendo poi collo sguardo il confine orientale del calcare, osserviamo che, dopo essere passato sulla sponda sinistra del Chiaravagna, le sue stratificazioni presentano sotto la casa Restano dei ripiegamenti marcatissimi in forma di *S* ad ampie curvature. Ma ciò che maggiormente ci colpisce si è che sopra le dette pieghe vediamo adagiarsi uno straterello assai sottile di serpentina, che con andamento abbastanza regolare si continua esso pure fin verso Prato. Questa serpentina sembra trovarsi frapposta a rocce di cui, dalla nostra stazione, non possiamo riconoscere la natura, ma che appariscono affatto diverse e dal calcare del Gazo e dalle pietre verdi a questo sottoposte. Discendiamo allora nella valle di Chiaravagna che risaliamo per un certo tratto onde determinare il punto in cui essa è attraversata dal confine occidentale del calcare del Gazo. In questa ricognizione osserviamo che presso al ponte, posto in faccia alla casa Gavazze, al talcoscisto succede la serpentina, la quale verso nord diviene la roccia predominante nei monti del versante destro. Questa ser-

pentina sembra più dura, più compatta, meno lucente di quella della riviera di Levante. Ripiegando poi verso Sestri, e giunti sotto la casa Restano constatiamo che, in causa della ristrettezza della valle, le curvature ad *S*, osservate dall'alto, non sono visibili a chi segue il sentiero tracciato presso al letto del torrente.

Un po' a valle del ponte situato a un centinaio di metri a sud-est della casa Gianchetta, siamo colpiti da un fatto importante; troviamo cioè sul versante sinistro del Chiaravagna dei calcescisti litologicamente affatto diversi dal calcare del Gazo, ed appoggiati su questo in stratificazione discordante. Continuando a discendere verifichiamo che quei calcescisti attraversano il sentiero e passano sul versante destro del torrente con una stratificazione regolare e costante. In essi appariscono le solite venature spatiche e nell'insieme presentano tutti i caratteri degli scisti eocenici. Più a valle in mezzo a questi scisti vediamo affiorare sul letto stesso del torrente uno straterello di serpentina di 4 a 5^{m}. di spessore. Questa serpentina è molto friabile, e rassomiglia alla serpentina dell'altra Riviera; è quindi alquanto diversa da quella osservata poc'anzi sotto la casa Gavazze. Sulla serpentina si appoggia uno straterello di breccia serpentinosa la cui potenza si aumenta quando quella della serpentina diminuisce e viceversa. Al ponte della Serra vediamo, sulla sponda sinistra, delle rocce dioritiche simili a quelle di monte Loreto, presso Sestri Levante.

Ecco dunque che a partire dalla casa Gianchetta e a valle di essa, alle rocce verdi e al calcare del Gazo succede una formazione assai diversa, la quale per i caratteri stratigrafici apparisce di età più recente, mentre la sua natura litologica ne induce a considerarla come identica alle formazioni ofiolitiche eoceniche della Riviera di Levante.

Con una seconda escursione ci proponemmo di studiare il versante sinistro del Chiaravagna dal ponte alla Serra fino al villaggio di Prato.

Dapprincipio si cammina sulle dioriti, quindi ritroviamo gli scisti argillosi che qui si presentano molto abbondanti di talco. Ad un certo punto, volgendoci addietro, abbiamo di fronte il monte del Gazo sulle cui falde si disegnano nettamente le testate di calcare antico. Così possiamo prendere la direzione generale degli strati, la quale ci risulta essere verso nord 30° est. In basso

poi vediamo i calcescisti incontrati nella prima gita, e constatiamo nuovamente la discordanza stratigrafica esistente fra questi e il detto calcare, discordanza che varia dai 40° ai 50°. Inoltre l'immersione del calcare è verso nord-ovest mentre gli scisti inclinano verso est.

Più innanzi, il sentiero che seguiamo attraversa uno strato di serpentina che passa per la casa Restano. Questo strato è la continuazione di quello osservato nella prima gita nel letto stesso del torrente, e qui come laggiù, trovasi frapposto agli scisti argillosi. Alla casa Restano la potenza di questo strato si è notevolmente accresciuta ed oscilla fra i 50 e i 60 metri. Sotto la detta casa gli scisti argillosi, che servono di letto allo strato di serpentina, sono ridotti ad una sottile striscia, la quale si adagia, come vedemmo già nella prima gita, sulle piegature ad *S* del calcare antico. Oltrepassata la casa Restano, camminiamo sugli scisti argillosi sovraposti alla serpentina i quali qui sono ardesiaci. Procedendo sempre verso nord attraversiamo nuovamente la solita striscia di serpentina, che continua con grande regolarità e che è sempre interstratificata cogli scisti argillosi; piegando quindi alquanto verso ovest, ritroviamo il calcare antico e vediamo che la grande massa calcare del monte del Gazo viene a chiudersi in punta un po'prima del villaggio di Prato. Cessato il calcare, gli scisti argillosi riposano direttamente sulle pietre verdi, le quali in questa località possono dirsi esclusivamente rappresentate dalla serpentina. A Prato havvi un piccolo lembo isolato di calcare antico, il quale si appoggia sulla serpentina paleozoica ed è nel resto circondato dallo scisto argilloso. Qui la serpentina antica presenta una curvatura colla convessità rivolta verso est; e siccome, per la disposizione orografica del suolo, lo strato di serpentina, posto fra gli scisti argillosi, si trova nella parte alta del versante, così i suoi detriti discendono fino alla sottostante serpentina paleozoica, per modo che a prima vista può ritenersi che le due rocce facciano parte di una sola massa serpentinosa. Però un attento esame del terreno rende palese l'esistenza di un certo spessore di scisti argillosi, i quali separano la serpentina superiore da quella inferiore.

Essendoci spinti fino al Colletto vediamo d'innanzi a noi le case Tujo, le quali si trovano alle prime origini della valle del

Chiaravagna. Presso le dette case havvi un secondo isolotto di calcare antico, posto in condizioni simili a quello di Prato.

Questa seconda escursione, confermando pienamente i fatti osservati nella prima, ci ha permesso di segnare sulla carta la linea di separazione fra le formazioni antiche e le terziarie per tutta la lunghezza della valle del Chiaravagna.

In una terza escursione movemmo dalle valle Polcevera, la quale è aperta fra terreni indubbiamente eocenici.

Risalendo il versante destro di detta valle passiamo per Murta, villaggio posto su scisti argillosi rasati. Camminiamo su questi scisti fino a mezza costa, ove incontriamo roccie dioritiche alterate (già descritte dal prof. Issel col nome di *coschinolite*), le quali continuano non solo fino al crinale del contrafforte che separa la valle della Polcevera dall'altra delle Cascinelle, ma discendono nel versante opposto e si congiungono con quelle della valle del Chiaravagna. Però non tutto il crinale è costituito da queste roccie, giacchè in una parte di esso emerge una massa serpentinosa, la quale è limitata verso est dalle dioriti, mentre verso ovest si appoggia sui soliti scisti argillosi. Il Bric di *Pria Scugente* sta quasi al centro ed è il punto più elevato della detta massa. Poco sotto questo bricco, sul versante occidentale, vedesi l'antica miniera di solfato di magnesia detta di *Monte Ramazzo*. La concessione di questa miniera è già da molti anni decaduta; però in questa località si osservano spiccate traccie di minerali di rame, ciò che potrebbe indurre qualche ricercatore a tentarvi, con speranza di buon esito, lavori d'esplorazione. Qui cade in acconcio di osservare che le 15 concessioni minerarie per minerali metallici (rame e manganese) esistenti attualmente nel distretto di Genova, sono tutte situate fra le formazioni ofiolitiche della Riviera di Levante, nelle quali sono pure in vigore dieci permessi di ricerca; mentre fra le serpentine della Riviera di Ponente, poste nella zona delle pietre verdi, mai venne richiesto alcun permesso di ricerca. Quindi le mineralizzazioni della massa serpentinosa del Bric di *Pria Scugente* costituiscono un nuovo carattere di ravvicinamento fra questa serpentina e quella della Riviera di Levante.

Abbandonato il Bric di *Pria Scugente* ci siamo diretti verso nord-ovest, e dopo avere camminato per diverse centinaia di metri

sugli scisti argillosi, ritroviamo, nella parte superiore della valle della Varenna, la striscia di serpentina che da Panigaro per casa Restano e Prato giunge senza interruzione fino a questa località e si chiude sotto la casa *Persego*. Attraversati gli scisti argillosi che stanno al disotto di questa serpentina, incontriamo a casa *Giacchin* un terzo isolotto di calcare antico, che si appoggia, come gli altri, sulla serpentina paleozoica. Questi lembi di calcare possono considerarsi come altrettante paline che facilitano notevolmente il tracciamento della linea di separazione fra le formazioni antiche e le terziarie.

L'isolotto calcareo di contrada Giacchin è stato utilizzato coll'aprirvi una cava, da cui si estraggono le pietre occorrenti per alimentare un vicino forno da calce. Nella parte superiore della cava il calcare antico è ricoperto dallo scisto argilloso, e al contatto tra le due rocce risulta in modo assai chiaro la discordanza di stratificazione.

Risalendo verso l' osteria dello Zucchero, posta sulla falda occidentale del monte della Guardia, vediamo verso nord una grande massa di calcare antico di estensione paragonabile alla massa del monte del Gazo. Questa seconda massa calcarea che costituisce il monte dei Torbi è limitata verso ovest dalla serpentina antica, la quale nella valle della Varenna, come in quella del Chiaravagna, continua ad essere fra le pietre verdi la roccia dominante. Nel resto del suo perimetro il monte dei Torbi è circondato dallo scisto argilloso e dal calcare eocenico in mezzo a cui appariscono tratto tratto delle macchie di serpentina, una delle quali si osserva presso il villaggio di *Incisa*.

La quarta escursione ebbe per oggetto lo studio della valle del Larvego, posta al piede del versante settentrionale del monte dei Torbi.

Partendo da Pontedecimo ci dirigiamo per Campomorone a Gazzuola, situata nel centro della valle del Larvego. Seguiamo questa valle fino a S. Martino di Paravanico senza avere mai abbandonato i soliti scisti argillosi. A S. Martino fra questi scisti emerge una importante massa di serpentina sulla quale è basata la chiesa, colla massima parte delle case del villaggio. Prima di passare sul versante sinistro della valle risaliamo il rio Marasso, affluente del versante destro. A 300 m. circa a monte del punto

d'affluenza troviamo un forno da calce e poco più innanzi vediamo la fronte assai dirupata di una imponente cava aperta nel calcare antico, che qui segna l'estrema punta settentrionale della grande massa del monte dei Torbi. Sul ciglio superiore di questa cava ci apparisce un fatto nuovo, cioè la sovraposizione diretta della serpentina eocenica sul calcare antico, il quale qui si appoggia sui talcoscisti paleozoici. In mezzo alla serpentina, perchè non rimanga dubbio sulla sua età, stanno racchiusi a due diversi livelli due straterelli discontinui di scisti argillosi. Del resto quando mançassero o s'ignorassero tutti i fatti da noi rilevati nelle precedenti gite, basterebbe, ne sembra, osservare questa cava per rimanere convinti della differenza d'età fra il calcare e la serpentina che lo ricuopre. È questa dunque una località interessantissima, sulla quale richiamiamo in modo speciale l' attenzione dei geologi.

Passati sul versante sinistro del Larvego troviamo, ad un centinaio di metri ad ovest della chiesa di S. Martino, una nuova palina, cioè un' isolotto di calcare antico colla sua cava e la sua fornace. Quest'isolotto è ricoperto ad est dalla serpentina terziaria, mentre nel resto trovasi circondato dagli scisti argillosi. Nè questo fatto deve recar maraviglia, mentre s'intende bene come dovessero esistere fra i diversi lembi di calcare antico delle anfrattuosità che furono tutte riempite dai depositi argillosi dell' epoca terziaria.

Risalendo da S. Martino verso Caffarella camminiamo sempre sulla serpentina eocenica, in mezzo a cui troviamo intercalati alcuni straterelli di scisto argilloso di pochi metri di spessore. A Caffarella, situata sul crinale del piccolo sperone che separa la valle del Larvego da quella dell'Iso, si dischiude verso nord un bellissimo panorama che comprende tutto il bacino superiore dell'Iso ed è limitato dai monti Poggio, Lecco e Taccone. Ma ciò che maggiormente ci colpisce è il fatto seguente. I monti Persucco e Roncasci, situati ad ovest della nostra stazione e compresi nella zona delle pietre verdi, sono quasi completamente costituiti dalla serpentina antica, mentre un po' al disotto di Caffarella apparisce verso nord una punta di serpentina eocenica che fa parte della massa di S. Martino. Ebbene la serpentina di questa punta ha un colore di un verde vivace a sfumature svariate e presenta

un insieme di caratteri fisici che fanno singolare contrasto con quelli che si possono osservare nella vicinissima serpentina paleozoica. Da Caffarella discendendo nella valle dell' Iso troviamo un altro piccolissimo isolotto di calcare antico, circondato interamente dagli scisti argillosi.

Colla terza e colla quarta escursione abbiamo dunque potuto tracciare sulla carta il proseguimento della linea di separazione fra le serpentine paleozoiche e quelle eoceniche a partire dalla parte superiore della valle del Chiaravagna fin presso a Isoverde. Una quinta gita ci permise di portare la detta linea da Isoverde fino al crinale dell'Apennino.

Per effettuare questa quinta gita moviamo da Pontedecimo e per Campomorone ci rechiamo ad Isoverde, camminando sempre sugli scisti argillosi. Solo è da notare che presso la contrada Reboè apparisce una macchia serpentinosa sulla sponda destra del Verde. Forse questa macchia si continua anche nel versante sinistro, ma ci è occultata da un muro di sostegno di notevole altezza. Da Isoverde prendiamo il sentiero che si dirige a Galaneto e giunti sotto questo villaggio, risaliamo la valle che passando per le case Nucian ha le sue prime origini sotto il Bricco di Guana. Fatti pochi passi nell'interno di questa valle troviamo un forno da calce coll'attigua cava. Questa è aperta nel solito calcare antico il quale qui forma una terza grande massa, di dimensioni anche più notevoli di quelle del monte dei Torbi. Qpesta massa è divisa in mezzo dal torrente Iso e forma due punte che s'innalzano una 531 e l'altra 571 metri sul livello del mare. La più orientale di queste punte porta sul luogo il nome di Monte S. Carlo, nome che noi adotteremo per la massa intera. Questa massa dunque è limitata verso sud-ovest dalla valle che risaliamo, la quale per un certo tratto segna il confine fra il calcare antico e gli scisti argillosi. Giunti presso la casa Burran, il confine del calcare si dirige verso nord-est. Lungo questa linea il calcare non è più ricoperto dagli scisti argillosi ma si appoggia sulla serpentina paleozoica. La linea di separazione fra queste due rocce passa a pochi metri di distanza dalla citata casa Burran.

Discendendo nel rio dei Campi, uno dei rami superiori dell'Iso, osserviamo, pochi metri al disotto di casa Burran, un bellissimo contatto del calcare antico colla serpentina paleozoica. Tale

contatto è reso manifesto da una vallicella che segue da questo lato il limite del calcare. Il piano di contatto è nettissimo e le due rocce non presentano alcun passaggio, alcuna aderenza tra loro. Solo devesi notare che qui il calcare è molto friabile, ha un colore cinereo, ed è solcato, scanalato ed eroso in tutti i sensi dalle acque. La serpentina invece è scistosa e contiene interclusi dei massi di una serpentina più scura e più compatta. Anche questa è una località interessantissima e merita di essere visitata ed attentamente studiata.

Proseguendo la discesa verso il rio dei Campi si cammina sempre sulle rocce della zona delle pietre verdi. Alla serpentina succede una eufotide durissima frammista ad altre rocce cristalline difficili a definirsi. Però in mezzo a queste rocce la serpentina continua tratto tratto a manifestarsi sotto forma di macchie isolate. In questo versante, malgrado le più diligenti osservazioni, non ci fu dato vedere il più piccolo frammento di rocce di natura diversa dalle paleozoiche. Invece varcato appena il torrente e risalendo il versante opposto, formato da una accumulazione caotica di materiali diversi, troviamo subito qualche masso isolato di una diorite affatto simile a quella dei monti sovrastanti a Murta. Più si procede e più cambia la facies litologica; finalmente un po'prima di Gravasco ritroviamo in posto prima gli scisti argillosi, poi le dioriti, quindi di nuovo gli scisti argillosi, e ad est di Gravasco incontriamo bellissimi banchi di calcare eocenico, i quali qui appariscono chiaramente diretti est-ovest con immersione verso sud. Tra questi calcari affiora una piccola macchia di serpentina cui succede una roccia cariata uguale alla coschinolite di Borzoli.

Recatici sopra una punta segniamo il limite settentrionale della massa di calcare antico del monte S. Carlo, e volgendoci verso nord vediamo disegnarsi nettamente sul terreno la linea di separazione fra le formazioni paleozoiche da una parte e le terziarie dall'altra. Questa linea raggiunge il crinale a 500 m. circa ad ovest dal passo della Bocchetta. Dalla medesima punta vediamo verso est le oficalci di Pietra Lavezzara, le quali, come è noto, sono affatto simili a quelle di Levante. Queste oficalci trovansi in relazione con altri affioramenti serpentinosi che appariscono lungo il versante sinistro del rio di Riasso. Uno di tali affioramenti si manifesta al passo della Bocchetta, nel punto più alto della strada

carreggiabile. È pure da notare che al di sopra di queste macchie di serpentina havvi una potente formazione dioritica la quale costituisce quasi tutto il versante sinistro della parte superiore del citato rio di Riasso. Insomma si ha qui una successione di rocce affatto identica a quella esistente tra la valle del Chiaravagna e la valle della Polcevera; ma la ristrettezza del tempo non ci permette di riconoscere i limiti di caduna di esse. Siamo quindi costretti a discendere seguendo il sentiero che da Pietra Lavezzara per il rio Recreusi conduce ad Isoverde. Nel punto in cui questo sentiero attraversa il rio Recreusi osserviamo un nuovo bellissimo esempio di discordanza stratigrafica fra il calcare antico del monte S. Carlo e gli scisti argillosi eocenici ad esso appoggiati. Continuando la discesa compiamo la delimitazione della citata massa calcare.

Lungo il rio Recreusi, abbiamo pure agio di osservare uno dei più notevoli componenti di questa formazione, il gesso, che fu già addotto, erroneamente a nostro avviso, come segno di analogia fra i terreni antichi delle Alpi e quelli degli Apennini liguri. Il gesso di cui si tratta ha d'ordinario struttura minutamente cristallina ed è, ora candido, ora traente al carneo, per commistione di materie organiche. Esso costituisce masse voluminose di forma irregolare, sorta di amigdale, allineate lungo il contatto occidentale della formazione ofiolitica eocenica, fra Isoverde e le Baracche della Bocchetta e specialmente nella valletta del Recrousi. Nei punti in cui può vedersi in grandi masse come a Isoverde (ove si coltiva in varie cave per servire ad usi edilizî ed industriali) sembra non aver limiti ben circoscritti e passare per transizioni graduate al calcare eocenico; perciò supponiamo che sia generato da una locale metamorfosi di questa roccia. Esso non presenta stratificazione che nelle parti in cui è commisto al calcare e in queste parti gli strati sono oscuri e si continuano con quelli del calcare stesso.

Presso il Camposanto d'Isoverde, il gesso acclude dei granuletti e dei piccoli ciottoli di serpentina. Più innanzi, fra il rio Recreusi e Pietra Lavezzara, il solfato di calcio compenetra il lembo di una massa di oficalce e ne sostituisce localmente l'elemento calcare.

Una sesta gita si rese necessaria per poter studiare una massa

di serpentina eocenica osservata fin dalle prime escursioni a S. Rocco ad est di Panigaro, e determinare sul versante sinistro della Polcevera il limite fra le rocce dioritiche e gli scisti argillosi.

Riguardo alla serpentina di S. Rocco ci è risultato che questa massa discende a mezzogiorno per circa 300 metri a valle di Panigaro, mantenendosi sempre sul versante sinistro del Chiaravagna; inoltre essa sotto S. Rocco si bipartisce formando due rami, separati tra loro da un cuneo di roccia dioritica. A nord di S. Rocco la detta massa si prosegue senza interruzione fino alle Cascinelle, mantenendosi affatto distinta dalla striscia già descritta di casa Restano e Prato, e presentando un andamento generale parallelo a quello di essa striscia. Il villaggio delle Cascinelle è tutto nella serpentina; ma questa cessa subito a nord delle ultime case. Però poco più avanti riapparisce la massa serpentinosa del Bric di Pria Sengente, e riteniamo che l'interruzione osservata alle Cascinelle non sia che superficiale. La massa serpentinosa di S. Rocco si può dire tutta racchiusa tra le rocce dioritiche.

Quanto alla linea di confine orientale fra la diorite e gli scisti argillosi diremo che questa linea tocca la spiaggia a 200 m. circa ad est dallo scoglio di S. Andrea; si dirige quindi verso Borzoli passando a 150 m. circa ad est del campanile del villaggio, e si prosegue con direzione quasi parallela al meridiano lungo il versante destro della valle Polcevera fin sotto il monte della Guardia, il quale risulta quasi esclusivamente costituito da questa roccia.

Riassumendo ora le cose esposte e concludendo diremo dunque:

1° Che il grande nucleo di rocce cristalline antiche, nucleo che collega l'Apennino ligure colle Alpi marittime, è nell'estremo suo confine orientale costituito principalmente da pietre verdi e ricoperto in parte da una formazione di calcare antico, di cui oggi non restano che dei lembi più o meno estesi. Tra questi lembi i tre più importanti finora da noi riconosciuti sono quelli del Gazo, del monte dei Torbi e del monte di S. Carlo.

2° Che su questo calcare, dove è rimasto, o direttamente sulle rocce cristalline, dove esso venne asportato, si appoggiano con stratificazione discordante le formazioni eoceniche, le quali si continuano senza interruzione fino alla Spezia e alle Alpi Apuane.

3° Che nei primi depositi eocenici al contatto delle rocce antiche stanno racchiusi alcuni interstrati di serpentina accompa-

gnati da rocce dioritiche simili a quelle esistenti nella Riviera di Levante, da noi distinte col nome di anfimorfiche. Lo spessore della zona ofiolitica al contatto colle rocce verdi antiche varia dai due ai tre chilometri. In questa zona si hanno località mineralizzate da minerali cupriferi e cave di bellissima oficalce conforme a quella rinomata di Levanto.

4° Che la linea di separazione fra la zona ofiolitica eocenica e le formazioni antiche si parte da Panigaro, presso Sestri Ponente, e seguendo la valle del Chiaravagna e dirigendosi presso che parallelamente al meridiano raggiunge il crinale dell' Apennino in prossimità ed un po' ad ovest del passo della Bocchetta.

Ed ora porremo termine a questa nostra comunicazione con un' osservazione relativa all'età del calcare che noi abbiamo chiamato antico.

Il prof. Taramelli, nella seconda parte del suo lavoro già citato, dopo aver descritto i calcari di Villanova di Mondovì li dichiara analoghi a quelli di S. Michele, Bagnasco, Cairo, Vado e Savona; passando così dal versante settentrionale a quello mediterraneo dell'Apennino. Soggiunge quindi di aver raccolto a Villanova molti esemplari di Giroporelle e sezioni di *Natica* e di *Chemnitzia*, mentre il prof. Bruni vi trovò pure delle *Encriniti*. Queste poi si rinvennero molto più abbondanti dai citati due professori nella massa calcare di Molline, la cui apparenza, nelle sue varietà di struttura e di colorito, si presenta come a Villanova. In seguito a queste scoperte il prof. Taramelli colloca queste masse calcareo-dolomitiche nel Trias, tra le arenarie variegate, e le marne di Raibl. Ebbene noi riteniamo assai probabile che le masse calcareo-dolomitiche del Gazo, del Torbi e di S. Carlo siano esse pure da considerarsi come lembi della medesima formazione di Villanova. In tal caso anche questi nostri calcari sarebbero triasici. Speriamo che ulteriori rilievi ci permetteranno di affermare se la probabilità, cui ora accenniamo, debba o no porsi tra i fatti accertati.

GLI OSTRACODI
DEI PERIODI TERZIARII E QUATERNARII
VIVENTI NEL MARE DI MESSINA.

Gli ostracodi, al pari di qualunque altra classe animale, somministrano al paleontologo risultamenti valevolissimi ed una serie di caratteri che valgono benissimo alla distinzione dei terreni, e che possono quindi invocarsi nelle determinazioni cronologiche.

Studiando da un certo tempo i piccoli gusci di tali organismi e comparando per mia istruzione le specie fossili raccolte in varii piani terziarii della Sicilia como della Calabria colle specie che vivono attualmente nel porto di Messina ho dovuto convincermi che tale porzione della fauna mediterranea riesce di molto interesse al paleontologo che si occupa della successione cronologica delle faune terziarie e quaternarie colla vivente.

Difatti la sola fauna del porto di Messina mi ha offerto un numero ben rimarchevole di ostracodi, tra i quali figurano molte specie già descritte allo stato fossile, alcune delle quali non conosciute sinora tra i viventi.

In questa breve Nota volendo dare un cenno di risultamenti ottenuti, in tale studio comparativo, mi farò a ricordare i più importanti rapporti che legano la piccola fauna messinese colle faune fossili.

Esaminerò quindi soltanto quelle specie che hanno rappresentanti fossili e ricorderò i varii loro giacimenti in tale stato.

Le specie tutte enumerate nel seguente elenco sono state pescate nel porto di Messina alle profondità comprese tra 50 e 75 metri.

OSTRACODI

Sezione. PODOCOPA. — Famiglia. CYPRIDAE.

Paracypris G. O. Sars.

P. polita G. O. Sars.

Un solo esemplare un po' dubbio, che presenta qualche anormalità nello sviluppo.

Conoscesi fossile nel Cràg e nel quaternario d'Inghilterra.

Io l'ho raccolto nel quaternario di Calabria e di Sicilia.

Pontocypris G. O. Sars.

P. mytiloides (Norman).

Un solo esemplare.

Raccolta nel plioceno e quaternario di Calabria.

Conoscesi nel quaternario d' Inghilterra.

P. trigonella G. O. Sars.

Rari e tenui esemplari.

Fossile nel quaternario d'Inghilterra, di Calabria e di Sicilia.

Bairdia M' Coy.

B. subdeltoidea (v. Munster).

E questa la comunissima specie del porto di Messina, che si presenta inoltre con talune distinte varietà (1).

Si è creduto che tale specie rimonti sino all'epoca cretacea e che traversando tutti i periodi terziarii e quaternarii siasi conservata sino ai nostri mari; ma sembra evidente che, tra i molti

(1) Descriverò tra breve gli ostracodi che vivono nel porto di Messina facendo conoscere quindi le nuove specie e le varietà.

autori, che la ricordano, taluni vi hanno confuso sotto lo stesso nome più specie distinte; puro è ben accertato che essa è comune in quasi tutti i terreni terziarii o quaternarii d'Europa.

Io l'ho raccolto dal mioceno medio sino al quaternario in Sicilia come in Calabria.

B. messanensis n.

Vive in Messina questa specie che sarà descritta.

Trovasi fossile nel quaternario di Sicilia.

B. expansa Brady.

Questa specio pescata per la prima volta dal Challenger ad Honululo (Isole Havaii) fu riconosciuta da me tra i molti esemplari della *B. subdeltoidea*.

Quindi trovata fossile nel quaternario di Rizzolo (Sicilia).

B. poloritana n. sp.

Affine alla *B. formosa* Brady.

Raccolta nelle argille quaternarie di Rizzolo.

B. complanata Brady.

Trovasi fossile nel plioceno di Calabria e nel quaternario di Sicilia.

Famiglia. CYTHERIDAE.

Cythere Müller.

C. convexa Baird.

Specie comune vivente.

Trovasi fossile dall' Elveziano in poi in Calabria ed in Sicilia; nel plioceno e quaternario d' Inghilterra.

C. punctata (Reuss).

Questa specie molto affine alla precedente s'incontra fossile con essa nei piani e luoghi medesimi dell'Italia meridionale.

Il suo scopritore la raccoglieva nel mioceno superiore del bacino di Vienna.

Io credo di trovarla per la prima volta vivente.

C. Speyeri Brady.

Raccolta nel quaternario di Rizzolo (Sicilia).

C. villosa (G. O. Sars).

Fossile nel quaternario d' Inghilterra e di Rizzolo.

C. lutea Müller.

Trovata fossile nel post-terziario d' Inghilterra.

C. albo-maculata Baird.

Nel quaternario d' Inghilterra e di Rizzolo.

C. pellucida Baird.

Fossile nel quaternario d' Inghilterra.

C. crispata Brady.

Questa forma fossile del Crag d' Inghilterra e del quaternario di Sicilia, fu pescata in varii luoghi dal Challenger ed ora io la trovo vivente presso Messina.

C. tuberculata (G. O. Sars).

Fossile nel post-terziario d' Inghilterra.

C. stimpsoni Brady.

Questa specie propria del Mediterraneo non si è trovata fossile sinora, ma io l' ho scoperta abbondante e con tutte le sue variate forme nel quaternario inferiore di Rizzolo (Sicilia).

C. emaciata Brady.

Fossile nel quaternario d' Inghilterra.

C. Edwardsii Roemer.

Questa specie è conosciuta soltanto allo stato fossile ed io vi riferisco pochi esemplari del porto di Messina.

È stata raccolta nel mioceno e nel plioceno di Francia, di Austria e del Belgio, come nei terreni sincronici e nel quaternario di Calabria.

Quanto alla identificazione dei viventi non è in vero sicurissima mancando esatte figure come il raffronto colla forma tipica.

C. corrugata Reuss.

Il tipo di questa specie è del mioceno d' Austria. Il Terquem l' ha raccolto nel plioceno di Rodi, io nel quaternario di Rizzolo.

I pochi esemplari viventi nel porto di Messina par che sieno intermedii tra la forma miocenica e la pliocenica.

Non conoscevasi sinora vivente.

C. Jonesii (Baird) Var. Ceratoptera Bosq.

Credo conveniente e ragionevole di associarmi al sig. Brady nel riguardare questa forma come identica al fossile di Francia e varietà della vivente *C. Jonesii.*

I miei esemplari sono molto somiglianti a quello figurato dal Brady, fossile del quaternario d' Inghilterra.

Trovata nell'eoceno di Francia e del Belgio, nel mioceno di Calabria come nel plioceno e nel quaternario d'Inghilterra, Calabria e Sicilia.

Questa forma non indicata ancora tra le viventi, trova riscontro nella fauna attuale nella *C. militaris* Brady alla quale moltissimo somiglia.

Cytheridea Bosq.

C. punctillata Brady.

Fossile nel quaternario di Calabria e d' Inghilterra.

C. torosa (Jones).

Fossile nel quaternario d'Inghilterra.

Loxoconcha G. O. Sars.

L. impressa (Baird).

È questa tra i più comuni ostracodi del porto di Messina.

Trovasi fossile nel post-terziario d'Inghilterra.

Io l'ho trovato in Calabria ed in Sicilia in tutto il plioceno ed il quaternario.

L. maculato-punctata Seguenza.

Questa specie che fu da me trovata per la prima volta nell'Astiano di Calabria è molto rara nel porto di Messina: essa ha rapporti colla *L. elliptica* dalla quale distinguesi per molte ragioni.

Trovata per la prima volta vivente.

Xestoleberis G. O. Sars.

X. depressa G. O. Sars.

Fossile nel post-terziario d'Inghilterra e di Norvegia. Io la conosco del plioceno tutto di Calabria come di Sicilia.

X. pustulosa Seguenza.

Questa specie affine, ma distinta dalla *X. margaritea* Brady, fu da me descritta tra i fossili quaternarii di Calabria.

Non è rara nel porto di Messina dove trovasi per la prima volta vivente.

X. aurantia (Baird).

Trovasi fossile nel quaternario d' Inghilterra, nel plioceno e quaternario di Calabria e di Sicilia.

X. producta Seguenza.

Trovata per la prima volta nell'Astiano di Calabria.

Pescato un solo esemplare nel porto di Messina, riconoscesi ormai formar parte della fauna vivente.

X. pyriformis? Terquem.

Riferisco con molto dubbio a questa specie del plioceno di Rodi qualche esemplare del porto di Messina; sarebbe quindi la specie del Terquem tuttavia vivente nel Mediterraneo.

Cytherura G. O. Sars.

C. acuticostata G. O. Sars.

Fossile nel post-terziario d' Inghilterra, di Norvegia, di Calabria e di Sicilia.

C. striata G. O. Sars.

Specie fossile nel quaternario d' Inghilterra, di Norvegia, di Calabria e di Sicilia.

Paradoxostoma Fischer.

P. flexuosum Brady.

Fossile in Inghilterra, rarissimo nel porto di Messina.

Sezione. Platycopa. — Famiglia. Cytherellidae.

Cytherella Jones.

C. hispida Seguenza Var.

Differisce in alcuni speciali caratteri dalla forma fossile che io descrissi nella fauna pliocenica di Calabria.

Trovata per la prima volta vivente.

C. *calabra* Seguenza.

Specie trovata nel quaternario di Calabria.

Riconosciuto ormai per la prima volta che forma parte della fauna vivente.

C. *Jonesiana* Bosquet.

Il tipo di questa specie fu trovato nell' eoceno superiore di Francia dal sig. Bosquet, ma poi il sig. Egger trovava una forma somigliante nel mioceno di Ortenburg, ed io la raccoglieva nel tortoniano di Calabria.

I pochi esemplari del porto di Messina rispondono benissimo, eccetto differenze incalcolabili, alle figure e descrizioni date dal Bosquet per la forma propria dell' eoceno.

È veramente rimarchevole questo ravvicinamento tra una forma vivente ed altra dell' eoceno; è un' importante aggiunzione alla fauna degli ostracodi mediterranei.

G. Seguenza

INDICE